Instituto Geológico e Mineiro

Comunicações

Actas do V Congresso Nacional de Geologia

Ministério da Economia

Coordenadora da edição:

Ana C. Azerêdo (Dep. Geol. FCUL)

Comissão organizadora:

Miguel M. Ramalho (coordenador) (IGM)
Ana C. Azerêdo (FCUL)
J. Tomás Oliveira (IGM)
José Rebelo
João Pais (UNL)
M. Luisa Ribeiro (IGM)
Rogério Rocha (UNL)

Entidades organizadoras:

Instituto Geológico e Mineiro
Sociedade Geológica de Portugal

Patrocínios:

Fundação Calouste Gulbenkian
Fundação para a Ciência e Tecnologia
Caixa Geral de Depósitos
Júlio Logrado Figueiredo, Lda.

Publicação integrada nas Comemorações
dos 150 anos da Criação da 1.ª Comissão Geológica

Comunicações

Actas
do V Congresso Nacional de Geologia

(Resumos alargados)

Tomo 84
Fascículo 1
LISBOA
1998

INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO

SOCIEDADE GEOLÓGICA DE PORTUGAL

Publicação subsidiada pela Fundação para a Ciência e Tecnologia

Índice geral

Preâmbulo XIX

Conferências XXI

Earth Sciences at the end of the XXth Century: The Beginning of the End or The End of the Beginning? – RIBEIRO.A XXIII

Sustaining our Life-Support System in the 21st Century: The role of the Earth Sciences – COOK, PETER J. XXVII

Earth Sciences in the Service of Society – The future role of Unesco – EDER, F.W. XXXI

Tema A – *Estratigrafia, Paleontologia, Análise de Bacias Sedimentares*

O Supergrupo Dúrico - Beirão da bacia do Douro na região de Vermiosa (Figueira de Castelo Rodrigo) - SILVA, A. FERREIRA da A-3

Paleoicnologia da Formação do Quartzito Armoricano (Ordovícico Inferior) em Portugal: implicações em Paleoecologia e Paleoetologia, (dados preliminares). - CARVALHO, C. NETO de; DETRY, C. & CACHÃO, M. A-7

Nota sobre a sequência estratigráfica silúrico-devónica no sinforma de Amêndoa-Carvoeiro, bordo SW da Zona Centro-Ibérica, Portugal - ROMÃO, J.; OLIVEIRA, J. TOMÁS; SILVA, J. BRANDÃO & RIBEIRO, A. A-11

Novos dados sobre a idade da sucessão Silúrico-Devónica do Sinclinal de Terena, na região de Barrancos: Implicações Geodinâmicas – PIÇARRA, J.M.; PEREIRA, Z. & OLIVEIRA, J.T. A-15

Palinomorfos do Devónico Inferior da região de Barrancos (Zona de Ossa Morena) – PEREIRA, Z.; PIÇARRA, J.M. & OLIVEIRA, J.T. A-18

Modelo deposicional da Bacia Carbonífera do Douro na região de Sete Casais (Sector NW do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão) - JESUS, A. PINTO de & SOUSA, M. J. LEMOS de A-22

Petrologia orgânica do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa: estado da arte - MOÇO, L. P.; ROCHA, F.; PEREIRA, Z.; SOUSA, M. J. LEMOS de; GOMES, C. & OLIVEIRA, J. T. A-26

Resultados preliminares do estudo do Anticlinal do Pomarão: Petrologia Orgânica e Mineralogia - FERNANDES, J. P.; TEIXEIRA, F.; ROCHA, F.; SOUSA, M. J. LEMOS de; OLIVEIRA, J. T. & GOMES, C. .. A-30

Poder Reflector da Vitrinite, mineralogia das argilas e cristalinidade da ilite na Zona Sul-Portuguesa – McCORMACK, N.; CLAYTON, G. & FERNANDES, P. A-34

Considerações sedimentológicas acerca do Triásico de Santiago do Cacém - PIMENTEL, N. L. A-38

Interpretação do vector MRN em amostras do Grés de Silves. Uma aproximação magnetostratigráfica – GOMES, C.R. A-41

Nódulos de sílex e veios de quartzo hospedados na Formação "Calcários e calcários dolomíticos com nódulos de sílex", de idade Carixiana. Praia do Belixe, Algarve - TERRINHA, PEDRO & RIBEIRO, CARLOS A-45

Variations des associations de Foraminifères dans le Domérien du Bassin lusitanien, en relation avec les fluctuations de l'environment – BRUNEL, F.; BONNET, L.; RUGET, C.; REY, J.; MOUTERDE, R. & ROCHA, R. A-49

Les peuplements d'ostracodes dans le Domérien du Bassin lusitanien - N'ZABA-MAKAYA, O.; ANDREU, B.; REY, J.; BRUNEL, F.; MOUTERDE, R. & ROCHA, R. A-53

Eléments biostratigraphiques pour le Toarcien moyen et supérieur de São Gião (Cantanhede, Portugal) - MOUTERDE, RENÉ; ROCHA, ROGÉRIO; ELMI, SERGE; RUGET, CHRISTIANE; ALMERAS, YVES & RULLEAU, LOUIS A-57

O Liásico Superior da região de Porto de Mós. Contribuição para o seu estudo estratigráfico e sequencial - DUARTE, L. V. A-60

Stratigraphie du Lias et de l'Aalénien de la région de Vale de Todos (carte nº 23-B, Figueiró dos Vinhos, au 50 000e) - MOUTERDE, R.; ROCHA, R.B. & KULLBERG, J.C. A-64

Contribuição para o conhecimento da Geologia da região Ansião-Sicó-Pombal – MACHADO, S. & MANUPPELLA, G. A-67

Considerações sobre a micropaleontologia e as litofácies do Dogger da região entre Alvaiázere e Tomar - MARTINS, J.M. A-71

Estudo preliminar dos Ostracodos de Pedrógão (passagem Dogger-Malm) - CABRAL, M. CRISTINA; AZERÊDO, ANA C. & RAMALHO, MIGUEL A-74

Estudo preliminar das Carófitas da base do Jurássico superior da Bacia Lusitânica - PEREIRA, R.; AZERÊDO, ANA C.; FEIST, M. & RAMALHO, MIGUEL..... A-79

Sedimentologia, mineralogia e geoquímica das Margas de Abadia nos sectores de Santa Cruz e Montejunto (Bacia Lusitaniana, Portugal) - ABREU, P.; CAETANO, P.S.; ROCHA, F.T.; ROCHA, R. & GOMES, C. A-83

Estudo dos Gastrólitos do Dinossáurio *Lourinhasaurus* do Jurássico Superior Português - DANTAS, P.; FREITAS, C.; AZEVEDO, T.; CARVALHO, A. GALOPIM de; SANTOS, D.; ORTEGA, F.; SANTOS, V.; SANZ, J.L.; SILVA, C. MARQUES da & CACHÃO, M. A-87

Lourinhasaurus n. gen. Novo dinossáurio saurópode do Jurássico superior (Kimeridgiano superior-Titoniano inferior) de Portugal. - DANTAS, P.; SANZ, J.L.; SILVA, C. MARQUES da; ORTEGA, F.; SANTOS, V.F. dos & CACHÃO, M. A-91

Figuras de carga no Jurássico Superior da foz do rio Sizandro, Torres Vedras (Portugal) - AZEVÊDO, TERESA M. & MOYA, Mª EUGENIA A-95

Produção de Cartografia Geológica Digital no Instituto Geológico e Mineiro - CUNHA, TERESA A. & PORTEIRO, ANDREA A-99

Cartografia automática e análise estatística da superfície de topo do Cretácico Inferior (Grés da Palhaça) na região de Aveiro - NETO, V.; CARDOSO, C.; ROCHA, F. & GOMES, C. A-103

Preliminary study of a proposed new cartographic unit in the Lisbon region: the Fanhões conglomerates - MARQUES, F.O.; AZERÊDO, ANA C.; CABRAL, M.CRISTINA & SANTOS, V. A-107

Impact ejecta horizon near the Cenomanian-Turonian boundary, North of Nazaré - MONTEIRO, J.F.; MUNHÁ, J. & RIBEIRO, A. A-111

Formações vermelhas continentais na sequência mesocenozóica da Cadeia da Arrábida - AZEVÊDO, M. TERESA M. A-115

Magnetostratigraphy of Mesocenozoic sedimentary formations of Aveiro region (Portugal) - LEITE, S.; ROCHA, F.; MONTENEGRO, J. & GOMES, C. A-119

Tipos de génese de paligorsquite em depósitos sedimentares portugueses - DIAS, I. & PRATES, S. A-122

Enquadramento estratigráfico do Cenozóico de Trás-os-Montes Oriental - PEREIRA, DIAMANTINO INSUA.... A-126

Sequências deposicionais, biostratigrafia e idades isotópicas do Miocénico da bacia do Baixo Tejo (Lisboa, Península de Setúbal, Portugal) - ANTUNES, M. TELLES; ELDERFIELD, H.; LEGOINHA, P.; NASCIMENTO, A. & PAIS, J. A-130

Miocénico inferior de Carcavelos (foraminíferos, palinomorfos e datações isotópicas) - LEGOINHA, PAULO; SOUSA, LIGIA & PAIS, JOÃO A-134

Estudo biométrico de *Chlamys macrotis* (SOWERBY, 1847) - Bivalvia, Pectinidae - da jazida miocénica da Foz do Rego (Almada, Portugal) - PEREIRA, PEDRO; CACHÃO, MÁRIO & SILVA, C. MARQUES da A-138

Os Conglomerados de Rio de Moinhos (Abrantes – Portugal Central) - MARTINS, ANTÓNIO A.; BARBOSA, BERNARDO & REIS, RUI PENA dos A-142

Tectono-sedimentary evolution of the Sado Basin (Tertiary, southern Portugal) – PIMENTEL, N. L. A-145

A Formação de Vale do Guizo (Paleogénico) a Sul de Alcácer do Sal – PIMENTEL, N. L. A-149

A Fm. de Esbarrondadoiro (Miocénico superior, Bacia do Sado) - sedimentologia e paleogeografia – PIMENTEL, N. L A-153

Estudo Paleoecológico da Ribeira de Cacela (Miocénico Superior) (Algarve): uma abordagem preliminar - SANTOS, ANA & BOSKI, TOMASZ A-157

Mamíferos marinhos do Neogénico de Portugal. Distribuição geográfica e estratigráfica - ESTEVENS, MÁRIO... A-161

Sedimentologia e interpretação paleoambiental de Areolas do Neogénico português (dados preliminares) - CACHÃO, M. & FREITAS, M.C. A-165

Proposta de articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias do Algarve (Portugal) - CACHÃO, M.; BOSKI, T.; MOURA, D.; DIAS, R.; SILVA, C. MARQUES da; SANTOS, A., PIMENTEL, N. & CABRAL, J. A-169

Estudo preliminar do Plio-Quaternário do Baixo Mondego. Sector Monte Redondo - Pombal – CARVALHO, M.. A-173

Sedimentação detrítica durante o Pliocénico e Plistocénico no Algarve Central- MOURA, D.; BOSKI, T. & DIAS, R. A-177

Mineralogical and geophysical methods used in lithostratigraphic and structural studies of the Quaternary sediments between Espinho and Furadouro (Portugal) - MACHADO, A.; MOURA, R. P.; ROCHA, F.; MATIAS, M. SENOS & GOMES, C. A-181

Biostratigrafia (Nanofósseis calcários) e interpretação paleoambiental do Neogénico de Porto Santo (Madeira), (dados preliminares) - CACHÃO, M.; RODRIGUES, D. M.M. ; SILVA, C. MARQUES da & MATA, J. A-185

Radiocarbon ages of recent volcanic events from the Island of S. Jorge (Azores) - MADEIRA, J. ; SILVEIRA, A. BRUM da; SERRALHEIRO, A.; SOARES, A. MONGE & RODRIGUES, C. F. A-189

Carta Geológica das Erupções Históricas da Ilha do Fogo (Cabo Verde): revisão e actualização - TORRES, P.C.; MADEIRA, J.; SILVA, L. C.; SILVEIRA, A. BRUM da; SERRALHEIRO, A. & GOMES, A. MOTA A-193

Icnofósseis da Bacia do Araripe (Formação Arajara - Cretácico), Brasil. - FERNANDES, ANTÓNIO C. S.; CARVALHO, ISMAR de S.; SRIVASTAVA, NARENDRA K.; HENRIQUES, MARIA HELENA P. & REIS, RUI PAULO B. PENA dos A-197

Caracterização Tafonómica das Associações Registadas de *Dastilbe* sp. do Membro Crato (Formação Santana; Bacia do Araripe - NE do Brasil; Cretácico) - HENRIQUES, MARIA HELENA P.; REIS, RUI P. B. PENA dos; FERNANDES, ANTÓNIO CARLOS C. S.; SRIVASTAVA, NARENDRA K. & CARVALHO, ISMAR de S. ... A-201

A utilização de paleossolos na determinação da idade relativa de depósitos quaternários no litoral norte de Ilhéus/Bahia - Brasil - PEREIRA, ALEX D.C. A-205

Estructuras Sedimentarias resultado del desbordamiento del Arroyo Rivillas, Badajoz (Espanã), Noviembre de 1997 - MOYA, M.E.; GARZÓN, G.; ORTEGA, J.A. & CENTENO, J.D. A-208

Tema B – *Mineralogia, Petrologia, Geoquímica*

Base de dados de Informação geoquímica - BATISTA, M.J.; RODRIGUES, L. & MARTINS, L. B-3

Contribuição para a caracterização das concentrações em Terras Raras, Y, Sc, Hf e Zr nos cinco materiais geoquímicos de referência JB-3, JR-1, JG-1a, JG-2 e JG-3 - FERREIRA, P.L. B-7

Modelo tectónico da implantação do Complexo Eruptivo de Nisa (Alto Alentejo – Portugal) - PEREIRA, L.G.; CAMPOS, A. B. A.; RIBEIRO, M. L.; SOLÁ, A. R. & MOREIRA, M. B-11

Nota prévia sobre a aplicação da geostatística à distribuição espacial das concentrações elementares no Complexo Eruptivo de Sintra. - LUÍS, A.G.; FERREIRA, P.L.; SOLÁ, A.R.; RIBEIRO, M.L. & SOUSA, A.J. ... B-15

Geoquímica e petrogénese de granitos estaníferos e origem do jazigo de cassiterite de Ervedosa (N de Portugal) - GOMES, M. E. P. & NEIVA, A. M. R. B-19

Geoquímica da turmalina de granitos, aplitos, pegmatitos, filões de quartzo e rochas metamórficas e metassomáticas do norte de Portugal - NEIVA, A. M. R.; SILVA, M. M.V. G. & GOMES, M. E. P. B-23

Aspectos geoquímicos dos granitos de Salvaterra do Extremo - RIBEIRO, M.L. & PALACIOS, T. B-27

Zonalidade e processo de instalação dos granitóides biotíticos do maciço de Vila Pouca de Aguiar. Abordagem multidisciplinar - MARTINS, H.C.B. & SANT'OVAIA, H. B-31

Geoquímica de encraves microgranulares e granitos hospedeiros da região de Vila Nova de Gaia, norte de Portugal - SILVA, M. MANUELA V. G. & NEIVA, ANA M. R. B-35

Complexo Eruptivo de Nisa - Cartografia Geoquímica e Mecanismo de Implantação - SOLÁ, A. R.; RIBEIRO, M. L.; MOREIRA, M. E. & MOREIRA, M. B-39

Análise Estrutural e Modo de Instalação do Pegmatito Granítico de Pereira de Selão - Vidago (N de Portugal) - PEREIRA, M.F.C.; GOMES, C. L. & AIRES-BARROS, L. A. B-43

Os Gnaisses pre-Hercínicos a Hercínicos Precoces da Serra de Vila Mendo (Sul de Penalva do Castelo) - ZCI: Caracterização estrutural e geoquímica - AGUADO, B. VALLE; NOLAN, J.; MEDINA, J.; MARTINS, M. E. & AZEVEDO, M. R. B-47

Petrogénese de associações ácidas-básicas no contexto do plutonismo tardi-hercínico: o exemplo do maciço granítico de Celorico de Basto (Norte de Portugal) - DIAS, G.; FERREIRA, N.; LETERRIER, J. & PEREIRA, E. B-51

Plutonismo Hercínico na Região de Lamego (Norte de Portugal) - MARTINS, M. E. R. B-55

Assinaturas geoquímicas no depósito aurífero de Marrancos: sua identificação utilizando um método factorial de análise de dados - REIS, A. PAULA; MARTINS, L.; VIEGAS, L. & FONSECA, E. CARDOSO..... B-59

The Meda – Penedo – Lumbrales Granitic Complex on the genesis of W, Sn and Li mineralizations from Barca de Alva – Escalhão area, NE Portugal. - GASPAR, L.MIGUEL & INVERNO, CARLOS M.C. B-63

Chemistry of zoned cassiterites from Barca de Alva-Escalhão region, NE Portugal. - GASPAR, L.MIGUEL & INVERNO, CARLOS M.C. B-67

Espodumena-Petalite-Eucryptite em filões aplitopegmatíticos da região do Barroso-Alvão - LIMA, A.; CHAROY, B.; NORONHA, F. & FARINHA, J. B-71

Mineralizações filonianas de chumbo-antimónio do NE de Portugal. Algumas notas para o seu conhecimento - NORONHA, F.; RAMOS, J. M. F.; MOREIRA, A. & OLIVEIRA, A.F.M. B-75

Especialização metalogénica dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto - ALMEIDA, A. B-79

Alteration phyllosilicates in the Iberian Pyrite Belt massive sulphide deposits: an XRD study - CARVALHO, C.M.N. & BARRIGA, F.J.A.S. B-83

Origin, chemical reactivity and circulation regimes of the CO2-(SiO2) fluids responsible for the polyphasic metasomatism at the Beja-Acebuches Ophiolite Complex - GONÇALVES M.A., MATEUS A., FIGUEIRAS J. & FONSECA P. B-87

Early deformation and metasomatic evolution of the Barranco da Gravia metagabbros as recorded by amphibole and plagioclase chemistry - FIGUEIRAS, J.; MATEUS, A; GONÇALVES, M.A. & FONSECA, P. B-91

Evolução dos fluidos associados ao metamorfismo de sequências metassedimentares do Domínio Peritransmontano - GUEDES, A.; BANKS, D. & NORONHA, F. B-95

Circunstâncias geoquímicas e estruturais na base de defeitos de rocha ornamental (Região de Nisa – NE alentejano) - SOLÁ, A. R.; RIBEIRO, M. L.; MATEUS, A. & RAMOS, J.F. B-99

Soloviejo Manganese Deposit: Mineralogy and Geochemistry, progress report - JORGE, R.C.G.S.; BARRIGA, F.J.A.S. & RELVAS, J.M.R.S. B-103

Serpentinites from the Rainbow hydrothermal site, Mid-Atlantic Ridge: Preliminary mineralogical characterization - COSTA, I. RIBEIRO da; BARRIGA, F.J.A.S.; FOUQUET, Y. & the FLORES Scientific Team B-107

Caracterização mineralógica e textural dos sulfuretos maciços do tipo MH do Jazigo de Neves-Corvo - GASPAR, O. C.; BOWLES, J. F. W.; FERREIRA, A.; PINTO, A.; FERREIRA, J. A. & PACHECO, N..... B-111

Geocronologia U/Pb em zircões e monazitos de rochas ortoderivadas do sector Espinho - Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa Morena, NW de Portugal) - CHAMINÉ, H.I.; LETERRIER, J.; FONSECA, P.; RIBEIRO, A. & SOUSA, M.J. LEMOS de..... B-115

Basalto da Nazaré – Idade K-Ar - MACEDO, CARLOS ANTÓNIO REGÊNCIO..... B-119

Distribuição de U e Th em rochas da região de Tondela (Portugal Central) - SALGADO, L.M.; PEREIRA, . A.J.S.C.; NEVES, L.J.P.F. & GODINHO, M.M. B-122

Distribuição do radão nos solos da região urbana de Seia – uma primeira abordagem - COSTA, L.A.P.A.; NEVES, L.J.P.F.; PEREIRA, A.J.S.C. & GODINHO, M.M. B-126

Granitóides hercínicos tardi-post-D3 da região de Fornos de Algodres – Viseu: sequência de instalação e petrogénese - AZEVEDO, M. R.; NOLAN, J.; AGUADO, B. VALLE; MEDINA, J. G.; MARTINS, M. E. R. & PINTO, M. S. B-130

Composição Isotópica do Pb em Galenas Portuguesas - MEDINA, J.; TASSINARI, C.; MARTINS, M. E. R. & KAWASHITA, K. B-134

Litogeoquímica da sequência ofiolítica no sector de Oriola (Zona de Ossa-Morena) e sua importância na reconstituição geotectónica do ramo SW da Cadeia Varisca Ibérica - PEDRO, J.; ARAÚJO, A.; FONSECA, P. & MUNHÁ, J. B-138

The rare Earth-bearing Llandeilian Quartzites in the Vele de Cavalos-Portalegre area, Central Iberian Zone, Portugal – their better understanding through geological mapping and rock geochemistry - OLIVEIRA, D.P.S. de B-142

Evidências de um plutonismo calcoalcalino Cadomiano e de um magmatismo tipo MORB no Complexo Metamórfico da Foz do Douro (Porto) - LETERRIER, J. & NORONHA, F. B-146

Unidades litoestratigráficas da região de Vila Pouca de Aguiar - Grau de evolução sedimentar e evolução geoquímica - RIBEIRO, M.A.; NORONHA, F. & CUNEY, M. B-150

Evolution du magmatisme cambrien en deux régions périgondwaniennes: Azegour (Haut-Atlas) et Alter do Chão - Elvas (NE Alentejo) - AYAD, N. AIT; RIBEIRO, M.L.; MATA, J.; FERREIRA, P.; EZZOUHAIRI, H.; CHARIF, A. & DIAS, R. B-154

Novos dados sobre o metamorfismo do Complexo Cristalofílico de Coimbra - POTRÓ, MADUCAR N..... B-158

O regime metamórfico na Serra da Freita (Zona Centro-Ibérica) - ACCIOLI, M.H. & MUNHÁ, J.M..... B-161

A disjunção colunar na chaminé vulcânica de Penedo de Lexim (Complexo Vulcânico de Lisboa) – Morfologia e Génese - BRILHA, JOSÉ B.R.; BRAGA, M.A. SEQUEIRA; PROUST, D. & DUDOIGNON, P. B-164

On the genesis of the Cape Verde islands: tectonic influence - TORRES, P.C.; SILVA, L.C.; MENDES, H.; MUNHÁ, J. & MATA, J. B-168

Clinopyroxenes from the Madeira island alkaline lavas - MATA, J. & MUNHÁ, J. B-170

Pétrogenèse des vulcanites autuniènnes de Nzalt-Lararcha des Rehamna orientaux (Méséta centrale, Maroc) - CHARIF, A.; RIBEIRO, M.L.; FERREIRA, P.; MOREIRA, E.; EZZOUHAIRI, H. & AYAD, N. AIT..... B-174

Magmatisme précambrien de la région d'Aghbalou- Oued Imini (Anti-Atlas central du Maroc): nature géochimique et quelques aspects significatifs - EZZOUHAIRI, H.; RIBEIRO, M.L.; FERREIRA, P.; AYAD, N. AIT; CHARIF, A. & RAMOS, J.F. B-178

Contribuição para o conhecimento petrogenético do Maciço Eruptivo de Sines - TAVARES MARTINS, L. & OLIVENÇA, I. C. B-182

Tema C – *Geologia Marinha, Geologia do Litoral*

Sedimentos em suspensão, sua dinâmica em situação de Inverno e relação com a cobertura sedimentar - OLIVEIRA, A.; RODRIGUES, A.; JOUANNEAU, J. M.; WEBER, O.; DIAS, A. & VITORINO, J. C-3

Sedimento em suspensão: convecção ou difusão? - TABORDA, RUI; DIAS, JOÃO ALVEIRINHO & FERREIRA, ÓSCAR..... C-7

Associações de minerais pesados da cobertura arenosa da plataforma continental setentrional portuguesa - CASCALHO, JOÃO C-11

Esboço da distribuição sedimentar na plataforma Galaico-Minhota - GARCIA, C.; DIAS, J.M. ALVEIRINHO & DIAZ-DEL-RÍO, V. C-15

A contribuição de imagens digitais GLORIA para o estudo dos sistemas de canhões submarinos da plataforma continental portuguesa - TEIXEIRA, F. & MONTEIRO, H. C-19

Conteúdo de Bário em Amostras de Superfície vs Padrões de Afloramento Costeiro na Margem Continental Portuguesa - MIL-HOMENS, M.; MONTEIRO, H. & ABRANTES, F. C-23

Variações na produtividade em Portugal durante os últimos 350.000 anos: (Diatomáceas, Corg & Ba) - VAQUEIRO, S.; KNAACK, J.; GASPAR, L.; NIXON, S.; THOMPSON, J.; SUMMERHAYES, C.; BARD, E.; PAILLER, D.; CAYRE, O.; ZAHN, R. & ABRANTES, F. C-27

Abundância de diatomáceas na região das ilhas Canárias - NAVE, S.; FREITAS, P.; ABRANTES, F.; NEUER, S. & WEFER, G. C-31

Identificação e caracterização de arribas holocénicas submersas ao largo do Algarve (Portugal) - TEIXEIRA, SEBASTIÃO BRAZ..... C-35

Arquitectura estratigráfica dos depósitos do Quaternário Superior da plataforma continental do Algarve Oriental - ROQUE, C.; LOBO, F. J.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J.; SOMOZA, L.; DÍAZ-DEL-RIO, V. & DIAS, J. M. ALVEIRINHO..... C-39

Contribuição para o estudo da evolução geológica da Ria de Aveiro e da Plataforma Continental adjacente - TEIXEIRA, F. CURADO & PINHEIRO, L. M. C-43

Geofísica e estratigrafia geológica do sítio dos destroços do navio dos meados do século XV Ria de Aveiro-A - PINHEIRO, L.M.; ALMEIDA, F.; BERNARDES, C.A.; ALVES, F. & TEIXEIRA, F.C. C-47

Geochemical signature of extreme marine flooding in the Boca do Rio lowland (Algarve, Portugal) - ANDRADE, C.; MUNHÁ, J.M. & PAULINO, J. C-51

Litoestratigrafia e Foraminíferos do enchimento sedimentar da baixa do Martinhal - Algarve (Portugal) - dados preliminares - KORTEKAAS, S.; ANDRADE, C. & ANDRADE, A. M. C-55

Morfodinâmica de margens estuarinas: evolução da restinga do Alfeite nos últimos 150 anos (Estuário do Tejo) - FREIRE, P. & ANDRADE, C. C-59

Litostratigrafia da restinga do Alfeite (estuário do Tejo). Primeiros resultados - FREITAS, M.C. & ANDRADE, C. C-63

Morfodinâmica de microescala em sapais do estuário do Tejo. Uma abordagem experimental - ANDRADE, C.; FREITAS, M.C.; BASTOS, A.; ABRANTES, A. & ANTUNES, P. C-67

Influência da abertura da barra nas características hidrológicas e sedimentológicas da Laguna de Santo André - FREITAS, M.C.; CRUCES, A.; ANDRADE, C. & CACHÃO, M. C-71

Sea cliff retreat in Portugal: overview of existing quantitative data – MARQUES, FERNANDO M. S. F. C-75

A actual erosão costeira no troço Cabo Mondego-Figueira da Foz: descrição e causas - CUNHA, P. PROENÇA & DINIS, J. C-79

Dinâmica do Sistema dunar do Guincho-Oitavos - REBÊLO, LUIS PINA..... C-83

Tema D – *Geologia Estrutural , Geofísica*

The continuation of transform and strike-slip faults into depth - RIBEIRO, A. D-3

Sucessão das fases de deformação Varisca no Oeste Ibérico - SILVA, J. BRANDÃO..... D-7

O Precâmbrico da região de Tomar em relação com os orógenos Cadomiano e Varisco - PEREIRA, E.; RIBEIRO, A.; SILVA, J.B. & ROMÃO, J. D-11

Dados preliminares da litostratigrafia do Maciço Antigo de Miranada do Douro – CASTRO, P.; PEREIRA, E. & RIBEIRO, A. D-15

First rheological profiles in the South Portuguese and Ossa Morena Zones - SANTOS, FERNANDO A. MONTEIRO; ALMEIDA, EUGÉNIO P. & VICTOR, LUÍS A. MENDES..... D-19

Novos dados para a interpretação da Tectónica Varisca da macroestrutura em antiforma de Alvito-Viana do Alentejo - ROSAS, F.; SILVA, J. B. & RIBEIRO, A. D-23

The Upper Paleozoic structure of the Blastomylonitic Belt: a new view based on structural data from Northeast Alentejo (Crato-Arronches-Campo Maior region, Portugal) - PEREIRA, M.F. & SILVA, J.B. D-27

Caracterização geométrica e cinemática da fracturação tardi D1 no sector da Arrifana - E.PARDAL, R.DIAS & MATEUS, A. D-29

Caracterização fractal da fracturação da pedreira da Marinela (anticlinal de Estremoz): significado da dimensão de caixa - RIBEIRO, CARLOS..... D-33

Génese, desenvolvimento e comportamento de bandas de cisalhamento tardias no anticlinal de Estremoz - LOPES, LUÍS & SILVA, J. B. D-36

Sobre a profundidade do soco hercínico na região de Aveiro - SILVA, M.A. MARQUES da & ANDRADE, A.A. SOARES de..... D-40

Cinemática da deformação em rochas graníticas milonitizadas com base no "fabric" cristalográfico da silimanite - RODRIGUES, B. C. & BORGES, F. S. D-44

Fases distensivas intra-orogénicas; uma reactivação de estruturas anteriores - COKE, C.; DIAS, R. & RIBEIRO, A. D-46

Lower Jurassic to lowermost Cretaceous compressive episodes as the cause of early transient basin inversion episodes in the Algarve and Lusitanian Basins - TERRINHA, PEDRO; RIBEIRO, ANTÓNIO; KULLBERG, MARIA CARLA; KULLBERG, JOSÉ CARLOS & ROCHA, ROGÉRIO..... D-49

An emplacement model for the Late Cretaceous igneous massifs of Sintra, Sines and Monchique - TERRINHA, PEDRO & KULLBERG, MARIA CARLA..... D-53

Delimitação do maciço vulcânico de Sines offshore a partir de dados geofísicos - CARVALHO, JOÃO P.G.; TORRES, LUÍS M. & AFILHADO, ALEXANDRA D-57

Uma contribuição para o conhecimento do risco sísmico do Vale Inferior do Tejo – primeiros resultados - CARVALHO, JOÃO P.G.; TORRES, LUÍS M.; GALHANO, ANTÓNIO & COSTA, PAULA D-61

Caracterização sismotectónica da falha activa de Alqueva (Alentejo) - SILVEIRA, A. BRUM da; CABRAL, J. & RIBEIRO, A. D-65

Seismotectonics of Chaves and Moledo mineral springs in Penacova-.Régua-Verin Fault Zone - BAPTISTA, J., CABRAL, J. & RIBEIRO, A. D-69

Study of Plio-Quaternary Tectonic Deformations on the Southern Side of S.Pedro de Muel Diapiric Structure (Vale Paredes -- Marinha Grande) - RIBEIRO, P. & CABRAL, J. D-73

Interpretação de estruturas dúcteis e frágeis afectando areias plio-quaternárias na região do Algarve – a interferência da carsificação - DIAS, R.P. & CABRAL, J. D-77

Neogene and Quaternary tectonic evolution of the South Portugal margin - TERRINHA, P.; CABRAL, J.; DIAS, R.P. & RIBEIRO, A. D-81

Prospecção geofísica na zona costeira a norte de Esposende - RIBEIRO, ISABEL..... D-85

Algumas medidas de objectos fractais nos Açores: implicações sismotectónicas - ALVES, E. IVO; MARTINS AZEVEDO, J. M. & DIAS, J. L. FEITEIRA..... D-89

A variação temporal da distribuição espacial de epicentros como auxiliar na previsão sísmica: o caso dos Açores - ALVES, E. IVO..... D-93

Paleoseismology study of Pico do Carvão Fault in the Island of S. Jorge (Azores) - MADEIRA, J.; SILVEIRA, A. BRUM da & SERRALHEIRO, A. D-97

Tectonic lineaments from Madeira island evidenced from Satellite Image analysis and preliminary geological data - FONSECA, P. E.; MATA, J. & MUNHÁ, J. D-101

Contributo da geodesia espacial e da gravimetria para o conhecimento da dinâmica crustal recente no arquipélago dos Açores - BASTOS, L.; OSÓRIO, J.; BAPTISTA, P.; HEIN, G.; FERNANDES, R. & LAZARO, C. D-105

Interpretação geoeléctrica de um perfil de magneto-telúrica através do cavalgamento Ferreira-Ficalho - ALMEIDA, EUGÉNIO P.; SANTOS, FERNANDO A. MONTEIRO; POUS, JAUME; MARCUELLO, ALEX; QUERALT, PILAR; MATIAS, HUGO & VICTOR, LUIS A. MENDES..... D-108

Correlação da Caracterização Magnética (ASM e MRI) com a Análise Estrutural Convencional no Terreno Alóctone Continental (TAC) do Maciço de Bragança (NE Portugal) - SILVA, P.; MARQUES, F.O.; MIRANDA, J.M. & MATEUS, A. D-112

Determinação de Produção de Calor e Condutividade Térmica utilizando diagrafias - DUQUE, M. R. D-115

2° Volume

Tema E – *Hidrogeologia, Geologia do Ambiente*

Carta Hidrogeológica de Portugal - Folha 1, Escala 1/20000 - PEDROSA , M.YOLANDA E-3

Gestão de Aquíferos - Exploração racional de sistemas aquíferos - MEDEIROS, ALBINO E-5

Relação entre Caudal e Parâmetros Físico-Químicos de Emergências Naturais em Maciços Cristalinos Fracturados - ALENCOÃO, A. M. P. & FERREIRA, M. R V. PORTUGAL..... E-9

Nota preliminar sobre a geoquímica isotópica das águas mesotermais de Carlão, São Lourenço e Moledo - MARQUES, J. M.; AIRES-BARROS, L. & GRAÇA, R. C. E-13

Ensaios de secagem em granitos da região de Braga - ALVES, C. A. S. & BRAGA, M.A. SEQUEIRA..... E-17

Prospecção Geofísica Destinada à Pesquisa de Água Subterrânea na Região de Souto Velho (Chaves) - OLIVEIRA, A. SOUSA & PACHECO, F.A.L. E-21

Métodos Electromagnéticos e detecção da interface água doce-água salgada na região de Aveiro - MOURA, R. P.; SILVA, M. MARQUES da & MATIAS, M. SENOS..... E-25

Utilização semi-quantitativa de diagrafias em hidrogeologia – um exemplo do Cretácico de Aveiro - SILVA, M. A. MARQUES da & RAMALHO, E. C. E-29

Estudo da interface água doce-água salgada na península Barra-Costa Nova-Vagueira (Aveiro) pelo método eléctrico de resistividades - FIGUEIREDO, FERNANDO P.O.O. & MATIAS, MANUEL J. SENOS..... E-33

Contribuição para o conhecimento da Hidrogeologia da Bacia de Ourém - PARALTA, E. & SILVA, M. LOURENÇO da..... E-37

Dos Modelos Conceptuais aos Modelos Matemáticos de Simulação de Fluxo. O Caso do Aquífero Cársico de Castelo de Vide - MONTEIRO, J.P.; SILVA, M. LOURENÇO & DILL, A. CARVALHO..... E-41

Caracterização hidrogeoquímica das águas subterrâneas da região de Viana do Alentejo - Alvito - CANDEIAS, I. & SILVA, M. LOURENÇO da..... E-45

O IGM no projecto ERHSA - COSTA, AUGUSTO MARQUES da..... E-49

Contribuição para o conhecimento hidrogeológico do aquífero dos calcários do Cano- CARVALHO, A. E-53

Estudo geostatístico da contaminação por nitratos na área de Ribeira da Chaminé – Resultados preliminares - PARALTA, E. & RIBEIRO, L. E-57

Ensaio de traçador com bacteriófagos no sistema aquífero Querença - Silves (Algarve) - REIS, EDITE; BAPTISTA, RITA; COIMBRA, RAQUEL; DILL, AMÉLIA CARVALHO; REIS, MARGARIDA P..... E-61

Carta de Fontes de Contaminação - Alto Minho - Escala 1/100000 – PEDROSA, M.YOLANDA & PEREIRA, ANA PAULA E-65

Hidroquímica da Mina de Jales - PEDROSA, M. YOLANDA & MACHADO, M. JOSÉ C. & PEREIRA, ANA PAULA E-66

Sistema aquífero da área envolvente da Mina de Jales - Uma abordagem preliminar - MARQUES, J. M. ESPINHA & PEDROSA, M. YOLANDA E-70

Impacte ambiental provocado pela actividade mineira. Caracterização da situação junto da Mina de Jales, avaliação dos riscos e medidas de reabilitação. - OLIVEIRA, J.M. SANTOS; PEDROSA, M. Y.; MACHADO, M.J. CANTO & SILVA, J. ROCHA..... E-74

Diagnóstico e recuperação ambiental da zona envolvente da lixeira de Maceda (Ovar) - RAMALHO, E.C.; SILVA, M.A. MARQUES da; MATIAS, M.J. SENOS & JARDIM, M.V. E-78

Metais pesados em sedimentos fluviais do rio Cértima (Portugal central) - REIS, ANABELA R. & FERREIRA, M. R. PORTUGAL..... E-82

Teores de elementos maiores e vestigiais nas componentes dissolvida e particulada de águas superficiais do maciço de Sicó: implicações ambientais - SILVA, E. FERREIRA da; OLIVEIRA, A. PUPO; RODRIGUES, R. & FONSECA, E. CARDOSO..... E-86

Fases-suporte do Ni e Cr em sedimentos de corrente da bacia hidrográfica do rio Antuã: implicações ambientais - MORENO, F.; SILVA, E. FERREIRA da; PATINHA, C. & FONSECA, E. CARDOSO..... E-90

Teores em elementos vestigiais nas águas que alimentam a nascente do Almonda e impacte de possíveis focos poluitivos - SILVA, E. FERREIRA da; BARROSINHO, J.; LOPES, P.; PATINHA, C.; MORENO, F. & FONSECA, E. CARDOSO..... E-94

Contaminação antropogénica por metais pesados nos solos da Várzea de Loures - SILVA, M.C.R.; ALMEIDA, C. & MUNHÁ, J. E-98

Contaminação hídrica na região de Segura, Portugal - ANTUNES, I. M. H. R. E-102

A dispersão do urânio na área de influência da mina da Cunha Baixa - NEVES, O. & MATIAS, M.J. E-106

Distribuição do radão em solos da região de Coimbra (Portugal Central) - PEREIRA, A.J.S.C.; NEVES, L.J.P.F.; GODINHO, M.M.; SOARES, A.F. & MARQUES, J.F. E-110

Distribuição do radão em solos da área urbana de Castelo Branco (Portugal Central) - FIGUEIREDO, J.M.S.; PEREIRA, A.J.S.C.; NEVES, L.J.P.F. & GODINHO, M.M. E-114

Contribuição da precipitação oculta para os recursos hídricos subterrâneos da ilha da Madeira - PRADA, SUSANA N. & SILVA, MANUEL O. E-118

Pedreiras norte e sul do Cabo Mondego. Uma perspectiva de reabilitação ambiental - SOARES PINTO, J.M. & SARAIVA, A.L. ALMEIDA E-122

Tema F – *Geologia Económica, Geologia de Engenharia*

Aplicação de Controle Geológico no Cálculo de Reservas na Mina de Neves-Corvo - SILVA, FRANCISCO J. da & BAPTISTA, RUI P. F-3

Sulphide dissemination in metatroctolites of the Beja - Acebuches Ophiolite Complex; their genesis and geological meaning - MATEUS A.; FIGUEIRAS J.; GONÇALVES M.A. & FONSECA P. F-7

Contribuição para o conhecimento geológico e metalogénico da Jazida de Lagoa Salgada, Faixa Piritosa Ibérica - Bacia Terciária do Sado. - MATOS, JOÃO; OLIVEIRA, VITOR & BARRIGA, FERNANDO J.A.S. F-11

Principais alinhamentos vulcânicos a norte da Falha de Grândola, sob formações da Bacia Terciária do Baixo Sado e sua potencialidade mineira no contexto da Faixa Piritosa Ibérica. - OLIVEIRA, VITOR; MATOS JOÃO; BENGALA, M. & SOUSA, PEDRO..... F-15

Caracterização do ouro invisível em minério Fe da massa de Neves Norte do jazigo Neves-Corvo – PINTO, A.; MÁRIO, P. & FERREIRA, A. F-19

Mineralizações auríferas da região de Vila Verde. Um modelo metalogénico - NOGUEIRA, P. & NORONHA, F. F-23

Investigations concerning the gold potential of the Penamacor area in Central Portugal: initial results based on a multidisciplinary geological, mineralogical and geochemical approach - FARINHA, J.; OLIVEIRA, J.M. SANTOS; RODRIGUES, L.V.; MARTINS, L.P.; SHEPHERD, T.J.; NADEN, J.; CONDE, L. N. & PINTO, A. F. FERREIRA..... F-27

Um modelo de funcionamento da fileira dos diamantes: aplicação à discussão duma estratégia de desenvolvimento do sector em Portugal. - CHAMBEL, LUÍS F-30

Role of Fracturing in the Reservoir Quality of the Lower Cretaceous Habshan Formation, Abu Dhabi, UAE - SILVA, F.; SOUSA, J.; BIZARRO, P. ; MANN, A. & WILLIAMS, M.P. F-34

Utilização da análise geostatística na identificação de depósitos de inertes na plataforma sedimentar portuguesa – RIBEIRO, L. & MAGALHÃES, F. F-38

Aproveitamento do Filão Microgranítico de Molelinhos - Salgueiral como Fundente Feldspático - MATIAS, R.L.S. & PACHECO, F.A.L. F-42

Potencialidades do quartzo de veios e pegmatitos como matéria prima para a indústria metalúrgica - VELHO, J.; FERNANDES, J. & GOMES, C. F-46

Prospecção de matérias-primas cerâmicas. Cartografia litoestrutural temática das formações arcósicas da Bacia Sedimentar Arganil – Côja - LISBOA, JOSÉ VÍTOR VIEIRA F-50

Prospecção de argilas comuns da região da Cruz da Légua (Flanco Sul do sinclinal de Alpedriz-Porto Carro) - PEREIRA, VALDEMIRO B. F-54

Aproveitamento Cerâmico do Caulino de Albergaria-dos-Doze - MATIAS, R.L.S. & PACHECO, F.A.L. F-58

Bentonites do Porto Santo (arquipélago da Madeira): prospecção geoeléctrica e propriedades. - ANTUNES, J.; MARTINS, N.; NAUDIN, J.; SILVA, J.; ALMEIDA, F.; ROCHA, F. & GOMES, C. F-62

Alguns dados sobre a produção de geomateriais granulares – FERREIRA, M.O.QUINTA & TRINDADE, Mª.FÁTIMA F. F-66

Ordenamento da actividade extractiva na área envolvente do depósito pegmatítico da Cabração (Ponte de Lima - N Portugal) - Ciclos de depreciação e revalorização de recursos - VALENTE, T.; GOMES, C.L. & TRABULO, L.C. F-70

Contribution to the geological knowledge of the Portuguese Ornamental Limestones - CARVALHO, JORGE; MANUPPELLA, GIUSEPPE & MOURA, A. CASAL..... F-74

O Alpinina: Um Calcário Ornamental qualificado pela Tectónica no Maciço Calcário Estremenho - CARVALHO, JORGE; MANUPPELLA, G. & MACHADO, SUSANA..... F-78

Calcários Ornamentais da área de Cabeça Veada (Maciço Calcário Estremenho) – a variedade "Semi-Rijo" - QUARTAU, RUI..... F-82

Simulação de redes de fracturação. Avaliação da blocometria de um jazigo de mármores - LUÍS, A.G. & SOUSA, A.J. F-86

Caracterização petrográfica e tecnológica do litotipo granítico "Azul Tragal" (Bruçó – Mogadouro) - SILVA, P. BRAVO & MOURA, A. CASAL F-90

Análise sumária da fracturação nos granitos do Complexo Plutónico de Monforte-Santa Eulália - LISBOA, JOSÉ VITOR VIEIRA F-94

Características geológico-estrutrais do granito amarelo de Pinhão Cel (Vila Real) que afectam a sua exploração como rocha ornamental - SOUSA, LUÍS M. O.; PIRES, C. A. COELHO & RIO, L. M. SUAREZ del F-98

Características geotécnicas de granito ornamental - ANDRADE, P. G. C. SANTARÉM & RODRIGUES-CARVALHO, J. A. F-102

A caulinização em granitos. Sua importância no posicionamento e definições de fundações - BARBOSA, BERNARDO & BORGES, LUÍSA F-106

Caracterização físico-mecânica e ultrasónica de rochas carbonatadas - VELHO, J.; GOMES, C.; FERNANDES, N.; SANTOS, M.; FERREIRA, A. & PERDIGÃO, J. F-110

Os estudos geológicos e geotécnicos na beneficiação de estradas e pontes - NUNES, ARMINDO S. & FERREIRA, M. O. QUINTA F-114

Cartografia geológica de túneis - o exemplo do Túnel 4 no Porto - BORGES, LUÍSA & PEDROSA, SANDRA... F-118

Rotura por "toppling" em taludes xistentos - ANDRADE, P. G. C. SANTARÉM & SARAIVA, A. L. ALMEIDA F-122

A compactação e a desagregação em materiais xistentos - SARAIVA, A.L.ALMEIDA F-126

A instabilização de taludes na IP3. Caso do talude ao km 58.9 - SARAIVA, A.L.ALMEIDA F-130

Geologia e geotecnia do local da barregem da Aguieira no rio Mondego - NEIVA, J.M. COTELO & LIMA, CELSO F-134

Caracterização de testemunhos de sondagem por aplicação da Análise de Correspondências - MARQUES, J. M.; MAURÍCIO, A.; GRAÇA, R. C. & AIRES-BARROS, L. F-138

Caracterização Geológica, Geomorfológica e Tectónica da zona da Baía da Praia Grande (Macau) – MARTINS, FILOMENA F-142

Analysis of the influence of textural parameters on the geotechnical behaviour of the "Argilas de Aveiro" formation (Portugal) - GALHANO, C.; ROCHA, F. & GOMES, C. F-146

Características Geotécnicas dos solos miocénicos de Lisboa - LOPES, I. & ALMEIDA, I. M. F-150

Expansibilidade e plasticidade de solos argilosos portugueses - GUEDES, TERESA; ALMEIDA, ISABEL MOITINHO de & PRATES, SILVÉRIO F-154

Uso de rejeito de pirite na recuperação de solos calcários degradados. 1.Oxidação da pirite - SILVA, J.M. VIEIRA e; DIAS, J.L. FEITEIRA; BRANCO, M.A. CASTELO & DIAS, SÓNIA F-158

Toward an on-line monitoring of stone-decay factors: why and how... - PACHECO, A.M.G.; MAURÍCIO, A.M.; RODRIGUES, L.F.; BRITO, P.S.D. & AIRES-BARROS, L.A. F-162

Estudo comparativo de crostas negras "fósseis" e actuais. Os casos do Mosteiro de Santa Clara-a-Velha e da Igreja de Santa Cruz, em Coimbra - AIRES-BARROS, L. & BASTO, M.J. F-166

Envelhecimento laboratorial de calcários: Contribuição para o conhecimento da sua Alterabilidade (e suas características petrofísicas) - FIGUEIREDO, P.; AIRES-BARROS, L. & FIGUEIREDO, C. F-170

As Pedreiras exploradas para a construção e para os restauros do Mosteiro da Batalha. - AIRES-BARROS, L.; NETO, M.J. & SOARES, C. F-174

A importância de algumas propriedades petrofísicas no comportamento de "rochas brandas" (o caso da pedra de Ançã) - DIONÍSIO, A. F-178

Estudo comparativo de características petrofísicas do Lioz (ss) vs. Encarnadão e Amarelo da região de Pero Pinheiro - FIGUEIREDO, P. & AIRES-BARROS, L. F-182

Mínero-Química dos Produtos de Alteração dos Painéis em Amarelo de Negrais da Basílica da Estrela - FIGUEIREDO, C.A.M.; BASTO, M.J. & AIRES-BARROS, L. F-186

Fonte do Ídolo (Braga). Diagnóstico do estado de conservação. - AIRES-BARROS, L.; BRAGA, M.A. SEQUEIRA; PAMPLONA, J.; LIMA, A. & ALVES, C. F-190

Pátinas biogénicas numa fachada granítica do Edifício do Largo do Paço (Braga) - MAGALHÃES, S. LEITE; BRAGA, M. A. SEQUEIRA & ASCASO, C. F-194

Estudos sobre a flora microbiana da pedra num monumento granítico (Braga, NW Portugal) - MAGALHÃES, S. LEITE; BRAGA, M. A. SEQUEIRA & LEÃO, C. F-198

Tema G – *Património Geológico*

GEOMONUMENTOS – Uma reflexão sobre a sua classificação e enquadramento num projecto alargado de defesa e valorização do Património Natural - CARVAL HO, A. M. GALOPIM de..... G-3

Locais com interesse geológico da orla costeira portuguesa entre o Cabo Mondego e a Nazaré - HENRIQUES, M.HELENA;, R.P.B. PENA dos REIS & DUARTE, L.V.F.P. G-6

Construir uma Memória da Terra para o futuro - PÓVOAS, LILIANA & LOPES, CÉSAR..... G-10

Parque Paleozóico – Exemplo de património geológico - COUTO, H. & GUERNER DIAS, A. G-14

Património paleontológico: princípios, meios e fins - SILVA, CARLOS MARQUES da; CACHÃO, MÁRIO; SANTOS, VANDA FARIA dos; SANTOS, ANA & CARVALHO, A.M. GALOPIM de..... G-18

Património Paleontológico Português: critérios para a sua definição - CACHÃO, MÁRIO; SILVA, CARLOS MARQUES da; SANTOS, ANA; SANTOS, VANDA FARIA dos & CARVALHO, A.M. GALOPIM de..... G-22

Jazida fossilífera de Cacela (Parque Natural da Ria Formosa, Algarve): um exemplo de Património Paleontológico a salvaguardar. - SANTOS, ANA; BOSKI, TOMASZ; CACHÃO, MÁRIO; SILVA, CARLOS MARQUES da; MOURA, DELMINDA & FONSECA, LUIS CANCELA da..... G-26

A Geologia do Diamante em Angola: a geoteca do Museu Décio Thadeu – CHAMBEL, LUÍS & PINTO, ANTÓNIO DIOGO G-30

As "Conheiras" de Vila de Rei (Portugal Central) - BARBOSA, BERNARDO; MARTINS, ANTÓNIO A. & REIS, RUI PENA dos..... G-34

Tema H – *História da Geologia, Ensino da Geologia*

Oceanos e Continentes - no fim do século XV e no fim do século XX - RIBEIRO, A. H-3

Vulcanismo dos Açores – Nota sobre as primeiras erupções históricas de São Miguel - PINTO, M. SERRANO... H-4

Internet: uma nova estratégia para o Ensino das Ciências da Terra - BRILHA, JOSÉ B.R. & LEGOINHA, PAULO A.R.R. H-8

Informatização da classificação de rochas por observação macroscópica para fins didácticos - FORTES, CARLA D. & COSTA, CARLOS N. H-12

Educação em Geociências em Portugal: contributos para uma análise dos currículos dos 7º e 10ºanos - PRAIA, J. & MARQUES, L. H-16

O trabalho laboratorial no Ensino das Geociências: contributos para uma prática fundamentada - FLORES, D.; PRAIA, J. & JESUS, A. PINTO de..... H-20

As rochas aflorantes entre Coimbra e Carregal do Sal - Uma aula de campo para os alunos dos ensinos básico e secundário - SILVA, M.M.V.G.; SILVA, C.S.P.S.; LOPES, F.L.F. & BARATA, M.A.C.M..... H-24

As rochas aflorantes na área de Leiria - Uma aula de campo para os alunos do Ensino Básico e Secundário - SILVA, M.M.V.G.; MADEIRA, M.F.A. & MARTINS, H.C.A.C. H-27

Preparação e realização de uma aula de campo. O exemplo da Praia norte de Sines - AZINHEIRA, D.; BARTOLOMEU, A.; BEIRÃO, M.; CAEIRO, S.; CARAPINHA, D.; CARDIGOS, A., ESTANQUEIRO, M.; FERNANDES, M.; GUERREIRO, D.; NOGUEIRA, P. & RIBEIRO, M. H-30

"Paleontologia Urbana": Percursos citadinos de interpretação e educação (paleo)ambiental - SILVA, CARLOS MARQUES da & CACHÃO, MÁRIO..... H-33

A Geologia e as comunidades locais; Mármores um exemplo -ANDRÉ, L.; CARANOVA, R.;CORRULA, L.; DIAS, R.; FILIPE, P.; LAMBERTO, V.; MACHADO, I.LEAL; LOPES, L.; MADUREIRA, P.; MARTINS, R.VARELA; MATOS, M.J.; NOGUEIRA,P.; PARDAL,E.; SILVA, F.: & TAPADA, C..... ..... H-36

Sobre o conhecimento dos recursos minerais de Portugal no séc.XVIII - PINTO, M. SERRANO & ANDRADE, A. SOARES de..... H-38

PREÂMBULO

A realização do Congresso Nacional de Geologia tem sempre constituído uma manifestação da vitalidade da nossa comunidade geocientífica. Este ano não foi excepção e a participação maciça dos quase 500 colegas, número inesperado e que não foi maior porque houve que limitar as inscrições devido à lotação das salas e as mais de 250 comunicações científicas apresentadas, são disso testemunho.

É, pois, com grande satisfação que se regista este entusiasmo pelas Geociências no nosso país, no ano em que se comemoram os 150 anos da criação da 1ª. Comissão Geológica, organismo que esteve na origem do trabalho geológico conduzido contínua e sistematicamente em território português.

Da análise dos trabalhos apresentados pode concluir-se que os geólogos e outros geocientistas portugueses, não só apresentam neste Congresso resultados de grande relevância científica e técnica, como têm hoje também, a preocupação em aplicar esse conhecimento à resolução de problemas que afectam a nossa população, contribuindo assim para o seu bem-estar e segurança e para o desenvolvimento do País.

Por último, uma palavra de profundo e sincero agradecimento a todos quantos colaboraram ou contribuiram para a realização deste Congresso. Permitam-me, no entanto, que refira aqui, unicamente, a Fundação Calouste Gulbenkian, que desde a primeira hora, nos apoiou de forma generosa, como aliás é seu hábito, numa já longa tradição em prol da Ciência e das Artes nacionais.

O Coordenador da Comissão Organizadora,

Miguel de Magalhães Ramalho

Conferências

Earth Sciences at the end of the XXth century: The Beginning of The End or The End of The Beginning?

A.RIBEIRO*

Palavras Chave: Ciências da Terra, Deriva Continental, Tectónica de Placas Rígidas - Deformáveis, Processos de Impacto, Sistemas Dinâmicos, caos, caos fraco.

Resumo: Tem-se debatido se a Ciência chegou ao fim. Examinaremos esta questão na perspectiva das Ciências da Terra. As Ciências da Terra atravessaram revoluções no século XX – Deriva Continental e Tectónica de Placas de modo a tornarem-se na teoria da Terra enquanto Sistema Dinâmico. No entanto a Tectónica de Placas tem de ser generalizada de forma a incluir a deformação intraplaca e a Tectónica de Impactos. A Teoria da Terra deve também incluir conceitos de Sistemas Dinâmicos Não-Lineares. Concluímos que as novas teorias levantaram novas questões que deverão ser solucionadas no futuro; e não sabemos que questões serão colocadas na sequência de novas e inimagináveis descobertas.

Key-Words: Earth Sciences, Continental Drift, Rigid and Soft Plate Tectonics, Impact Processes, Dynamic Systems, Chaos, Weak Chaos.

Abstract: It has been debated if Science is coming to an end. We will examine this general question from an Earth Sciences perspective. Earth Sciences went through revolutions in the XXth century - Continental Drift and Plate Tectonics – to become a theory of the Earth as a Dynamic System. But Plate Tectonics must be generalized to include Intraplate Deformation and Impact Tectonics. And a theory of the Earth must also include concepts of Non-Linear dynamic systems. We conclude that the new theories induced new questions that could be solved in the future; and we do not know what questions will be asked in the sequence of new, unimagined, discoveries.

There has been a debate, at the end of the XXth century, about the future of Science. For some people the Sciences, in general, came to an end, because the soluble problems have ben solved and the limitation of our brains and of our condition doesn`t allow that deeper problems can be solved (Horgan, 1996). For other people a lot remains to be known and is knowable. Concernig this controversy an obvious question arises: how is it possible that al the Sciences, that have evolved in very different ways and have achieved very different degrees of maturation, will come to an end at the same time? This reflects that "our trouble with Science may lie in the fact that evolution has left our minds better able to cope with day-to-day social interaction than with the complexities of the external world" (Dunbar, 1995). So before postulating the limits of Science we must study the Science of Limits (Barrow, 1998). It may be that Science, as the Universe itself is finite yet without a boundary, as Einstein admitted; or "we may even find that the fractal edge of our knowledge of the Universe defines its character more precisely than its contents" (Barrow, 1998, p. 252). In both cases Science must be unbounded.

Our purpose is to examine if, in the case of Earth Sciences at the end of XXth century, we face the beggining of the end or rather the end of the beggining. We will concentrate on Fundamental Science because the usefulness for society of Applied Earth Sciences is demonstrated every day by those who work on Risks, Resources and Sustainable development for Humankind.

Earth Sciences went through a revolution during the XXth century. The concept of Continental Drift was introduced by Wegener (1915) and was explained by Plate Tectonics (1960-1980). It is interesting to remark that Wegener was a meteorologist, but formalized the first theory for evolution of Solid Earth. In the same way Plate Tectonics was formalized by scientists that were at ease both in geophysics and in geology like Harry Hess and many others. Plate Tectonics was the first global theory for the Earth and this spirit permeated through all Earth Sciences and was extended from the study of Lithosphere to the study of Atmosphere, Hydrosphere and even Biosphere. The Earth must be considered an Open Dynamic System in this perspective. But Plate Tectonics itself is in a stage of rapid mutation and must be replaced by a more general theory.

In fact the central postulate of Plate Tectonics (Cox and Hart, 1986), the rigidity of Plate interiors, has been challenged by new data and new concepts. It was realized very early that the postulate will be invalidated in continents, where there is ample evidence for wide zones of intracontinental deformation. But since 1990 it was realized that deformation will also

* Departamento de Geologia e LATTEX, FCUL

affect wide zones of oceanic lithosphere (De Mets et al., 1990) acording to the results of Satellite geodesy (Ribeiro, 1993) and marine geoid satellite data (Sandwell and Smith, 1995). In fact oceanic lithosphere would be less strong than continental cratonic areas (Martinod and Molnar, 1995) because oceanic crust and upper mantle will be softened by sea-floor hydrothermal metamorphism, that was shown to affect increasingly large areas of the oceanic domain since 1970 (Fyfe et al., 1978). We named this version of the theory Soft Plate Tectonics (Ribeiro, 1998).

The scientific exploration of ocean paved the way for the Plate Tectonics Revolution. In a similar way the scientific exploration of space paved the way for another Revolution, reintroducing a neocatastrophism in Earth Sciences. It became increasingly evident that asteroid megaimpacts could be a source of intensive forcing in the whole Earth (Alvarez et al.,1980). The Earth must be an open system, sensitive to the evolution of the Solar System, the Galaxy and the entire Cosmos (Shaw, 1994).

The new views on Earth evolution were fertilized by another Conceptual revolution that touched all the branches of Science, from Logic and Mathematics to Social Sciences. The classical determinism in linear systems was overthrown by new concepts on Dynamic systems such as Fractals and Deterministic chaos (Middleton, 1991). In fact the modern concept of deterministic chaos as sensitivity to initial conditions was introduced from an example in Earth Sciences (Lorenz, 1963). Being a Dynamic system the Earth was no exception and Earth Sciences were deeply influenced by the new concepts on Non-linear dynamic systems. We have to examine that paradoxes of Earth Sciences in the light of the dynamic systems approach. We can summarize by saying that the Earth is a non conservative open Dynamic system.

So what subjects remain to be known by the Earth Scientis in the XXIst century?

What will be the impact of Man in the External geospheres (global change)?

Will Soft Plate Tectonics be confirmed by increasingly dense monitorization of the lithosphere in continents and in Oceans?

What have been and will be the real effects of Asteroid Megaimpacts in the Lithosphere, the Interior of the Earth, the External geosphere and the Bioshpere?

How are coupled the Internal and External geodynamics? How are coupled Superplumes and Megaimpacts?

How are coupled the movements of the Lithosphere, the convecting Mantle and the Convecting Core?

Are natural catastrophes predictable?

Is Earthquake faulting an example of full chaotic behaviour and inherently unpredictable (Turcotte, 1997) or of weak chaotic behaviour and predictable in the long term as self-organized criticality (Bak, 1996)?

Will the new patterns discoverd in Earth Sciences contribute, as in the past, to support new concepts in other Sciences, such as Physics-Chemistry, Life Sciences and even in the Science of Pattern itself, Mathematics?

Other, deeper questions, can be asked:

Is the Earth unique in the Solar System?

Is life restricted to the Earth?

Are there Earth-like bodies around the New Planetary Systems recently discovered outside our Solar System?

Is Intelligence restricted to our Solar System?

And finally:

Who knows what new questions will be asked in the sequence of new unimagined discoveres?

We think, as other people do, that Nature Imagination is greater than ours (Cornwell, 1995). So Science and a branch of it, Earth Science, are and will be an unended quest in the XXIst century and beyond that.

References

ALVAREZ, L. W.; ALVAREZ, W.; ASARO, F. & MICHEL, H. V. (1980) – Extraterrestrial causes for the Cretaceous-Terciary extinction. *Science*, Vol. 208, pp. 1095-1108.

BAK, P. (1996) – How nature works – The Science of self organized criticality. *Springer-Verlag*, N.York. 212 p.

BARROW, JOHN D. (1998) – Impossibility – The limits of Science and the Science of Limits. *Oxford Univ. Press*, Oxford, 279 p.

COX, A. & HART, B. (1986) – Plate Tectonics – How it works. *Blackwell*, Palo Alto, 392 p.

CORNWELL, J. (Ed.) (1995) – Nature´s Imagination. *Oxford Univ. Press*, Oxford, 212p.

DE METS, C.; GORDON, R. G.; ARGUS, D. F. & STEIN, S. (1990) – Current Plate Motions. *Geophys. Res. Lett.*, Vol 21, n°20, pp. 2191-4.

DUNBAR, R. (1995) – The trouble with Science. *Faher and Faher*, London, 213 p.

FYFE, W. S.; PRICE, N. J. & THOMPSON, A. B. (1978) – Fuids in the Earth´s Crust. *Elsevier*, Amsterdam, 373 p.

HORGAN, J. (1996) – The End of Science. *Little, Brown & Co.*, London, 324 p.

LORENZ, E. N. (1963) – Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 20, pp. 130-141.

MARTINOD, J. & MOLNAR, P. (1995) – Lithospheric folding in the Indian Ocean and Rheology of the oceanic plate. *Sos. Géol. Fr.*, 166, pp. 813-21.

RIBEIRO, A. (1993) - Global Tectonics with deformable plates. *Gaia*, 7, pp. 28-35.

RIBEIRO, A. (1996) – Soft Plate Tectonics reviewd. *Gaia*, 12, pp. 33-36.

RIBEIRO, A. (1998) – Uma Breve História Tectónica da Terra – A Brief Tectonic History of the Earth. – *Expo 98*, Lisbon, 53 p.

SANDWELL, D. T. & SMITH, W. H. (1995) – Exploring the Ocean Basins with satellite altimeter data. URL: http://julius.ngdc.nasa.gov/mgg/annoucements/text-presict-HTML.

SHAW, H. (1994) – Craters, Cosmos and Chronicles – A new theory of Earth. *Stanford Univ. Press*, Stamford, 700 p.

TURCOTTE, D. (1997) – Fractal and Chaos in geology and geophysics., 2nd ed., *Cambridge Univ. Press.*, Cambridge, 398 p.

Sustaining our Life-Support System in the 21st Century: The role of the Earth Sciences

PETER J. COOK*

Palavras-Chave: Sustentabilidade, ambiente, recursos, minerais, energia, àgua subterrânea

Resumo: Os geocientistas têm encarado o seu papel, fundamentalmente, na óptica da prospecção e exploração dos recursos. Esse papel continuará a ser muito importante na sua actividade profissional. Contudo, cada vez mais se torna necessário que os geocientistas utilizem as suas capacidades no sentido da resolução dos principais problemas da sociedade actual. Entre estes incluem-se: fornecimento de àgua potável para uma população humana crescente; acréscimo de segurança dos alimentos; melhoramento das cidades e despoluição ambiental.

Key-words: Sustainability, environment, resources, minerals, energy, groundwater, soils

Abstract: Earth Scientists have primarily seen their role in terms of exploring for, and exploiting resources. This will continue to be a very important role for the profession. However, increasingly earth scientists must use their skills to also tackle some of the major problems confronting society. These include providing clean water for expanding human populations, managing soil erosion, making food supplies more secure, improving our cities and cleaning up our environment.

EARTH PROCESSES AND SUSTAINABILITY

The complex interplay between physical, chemical and biological processes, whether at the micro, macro or global scale, requires that we take a holistic approach and examine total systems rather than just one or other element of the system. Human activities are for the most part just normal physical, chemical and/or biological processes yet, at the same time, they can have some distinctive features compared to natural processes, in particular the speed or the scale at which they may occur. Additionally, there are some materials, for example certain chemicals, and increasingly certain genetically modified biological materials, which are entirely or largely the consequence of human intervention. Therefore it is not unreasonable to see human activity as a distinctive process which has some unique features and consequences Together it is the interactions of these four processes, physical, chemical, biological and human, which not only define the form of processes but also the long-term viability or sustainability of processes and their consequences. The earth sciences are pivotal to understanding the interaction between these processes because earth materials are themselves a consequence of those same interactions and processes. In some cases the intervention of human activity is of no consequence either because that activity is compatible with the natural world or because it is miniscule in scale compared to natural processes. However, in some cases the impact of human activity is so profound that it may call into question the sustainability of a natural process, an ecosystem or life itself.

The concept of sustainability is perhaps flawed to some extent by the fact that there is no attempt to build a time scale into the concept other than the mention of future generations. If we consider renewability we could argue that, given enough time, all resources will be renewed and therefore, in theory at least, their exploitation is sustainable. But to try to set sustainability within geological time is disingenuous and we must surely see sustainability within a human time frame which could be as little as tens of years or as much as a few thousands of years. Set against this time frame the present generation becomes much more accountable for its actions.

* Formerly Director of the British Geological Survey), Executive Director Australian Petroleum Cooperative Research Centre
GPO Box 463, CANBERRA CITY ACT 2601 AUSTRALIA
E-Mail: pjcook@petroleum.crc.org.au

As an example of the difficulties in doing this let me illustrate the problem of adopting a long-term holistic approach to energy issues.

The impact of the use of fossil fuels on the atmosphere (increasing CO_2, acidification, particulates) is well known. But their use is also a critical element in enabling us to produce the food to feed the world's population (through intense farming: transportation of farm products, powering of water pumps, land reclamation and clearance), and providing domestic water. It has also decreased the dependence of parts of the world on wood thus not only decreasing the over-exploitation of forests but also the soil and coastal erosion consequent on that over-exploitation. But it can be argued that the energy does not have to be derived from fossil fuels with solar power providing the ultimate sustainable power. But if this were a practical option (and it is not at the present time), it could have a profound impact on mineral exploitation and usage, which would lead to significant environmental impact through dumping of used materials unless they could be fully recyclable. The issue of recycling is an important one, particularly for minerals, it would in effect add an extra sliver of 'reserves' to the total picture. But for this to be effective, all manufactured products, whether concretes, alloys or car components, need to be designed with their recycling capability in mind, if recycling is to be done with minimal loss of the commodity and minimal use of energy. Also where there is waste it should be as benign as possible. This philosophy is starting to be accepted and the earth scientist must be ready to play a role from the point of view of the 'design' of the full life cycle of the commodity, because there is likely to be a need for earth materials with new specifications. We must also address the "big issues" such as how to sequester $C0_2$; perhaps through a geological solution such as injection?

At the broader (global) scale the earth sciences are needed to determine global physical and chemical fluxes, reservoirs, pathways and sinks; to consider these on time scales ranging from decades to millennia and on scales of magnitude ranging from the micro to the macro and global, and to separate out anthropogenic from 'natural' or pre-anthropogenic rates and processes. But more than this, the earth sciences can also provide some of the answers to many of the sustainability issues now facing us. Whilst there are many serious issues impacting upon the sustainable use of the Earth's resources, there is every reason to believe that solutions will be found, not least by the earth scientists. Some of the issues we must keep in mind in seeking those solutions are as follows:

CONCLUSIONS

1. We must plan on global growth but work to minimize its impact.

2. The sustainability of our life support system depends on an extraordinarily complex interplay of factors affecting the availability and use of water, air, soils, land, energy and minerals. Geoscience is a key to this understanding and this will require better documenting, surveying, monitoring, modelling and understanding of the system as a whole.

3. For most people the important sustainability issues are not availability of metals or oil but access to clean water, good soils, adequate building materials and a secure place to live. Geological education and values must reflect this and educators must be prepared to move well outside the traditional approach to geological education, in particular placing much greater stress on surficial geology, urban geology and hydrogeology.

4. Interdisciplinarity and effective networking are essential to the future of the earth sciences, particularly as some of the major resource companies 'downsize' and 'outsource' their science, thus placing greater reliance on external expertise.

5. A narrow short-term market-driven approach underlies many sustainability problems; a broad-scale long-term market-driven approach may provide answers, but this must take into account principles such as intra/inter generational equity, polluter-pays, proper natural resources accounting, appropriate returns to the public and the rights of indigenous people. Earth scientists must be prepared to proselytise, communicate and speak out on such issues.

6. Politics is short-term, whereas resource and environment issues are long-term. Consequently we must ensure that robust institutions exist, notably national geological surveys that are able to undertake long-term strategic geoscience mapping, surveying, monitoring, databasing and underpinning research and development in association with academia and industry.

7. The important geoscience challenges of the future are likely to be found in inner city areas, waste dumps, low-cost bulk-commodity quarries, over-exploited farmlands, polluted rivers and coastal swamps rather than in the beautiful mountain settings that lured many of us into geology in the first place.

Earth Sciences in the service of society - the future role of UNESCO

F.W.EDER

It is not new that the environment is on the international agenda. What is new is that it is at the top of the international agenda. We have identified that the major geoscientific parameters we have dealing with are leading to concerns about the environment development, starting from a local or national scale and are reaching out to regional or international dimensions – and that means that earth scientists are involved in "Global Change" and a kind of "human engineering" of our planet.

Six years after UNCED, the global environment has continued to deteriorate, and significant environmental problems remain deeply embedded in the socio-economic fabric of nations in all regions. Progress has been made in terms of institutional development, international consensus building, public participation and private sector actions and, as a result, some countries have succeeded in curbing pollution and slowing the rate of resource degradation. Overall, however, trends are worsening. Many polluting emissions, notably toxic substances, greenhouse gases and waste volumes, continue to rise in the industrialized countries, and their wasteful production and patterns remain fundamentally unchanged. Many countries undergoing rapid economic growth and urbanization are experiencing increasing levels of air and water pollution, with rising impacts on human health. Acid rain and transboundary air pollution, once considered a problem only in the industrialized world, are increasingly apparent in many developing regions. In many poorer regions of the world, persistent poverty contributes to accelerating degradation of productive natural resources, and desertification has spread. Inadequate and unsafe water supplies are affecting an increasing number of people worldwide, aggravating problems of ill health and food insecurity among the poor. Natural areas and fragile ecosystems are still deteriorating in all regions of the world with attendant reductions in biological diversity. At the global level, renewable resources, notably fresh water, forests, topsoil and marine fish stocks, continue to be used at rates beyond their natural rates of regeneration, a situation which is clearly unsustainable.

Being involved in the international science, one can clearly see that what is happening in different parts of the world, particularly in developing countries, is that those countries will do the same (bad!) things that developed countries have done. It is even now being agreed that one can buy or sell treaties or allowances to inject various wastes into the environment.

There is a need for a new strategy to look into our attitudes and to create some sort of solidarity on a global scale; the glue that can do that the common concern of "Environmental Global Change". This concern is creating, gradually, a partnership of mutual responsabilities.

What is the role of Earth Sciences in all of this? Continents conservation must be part of this whole perspective.

A committee of the US National Research Council concluded recently that "decisions about protecting the environment, disposing of hazards waste, reducing destruction from natural disasters, and developing natural resources must be on a reliable understanding how Earth functions as a whole system".

We cannot regard the continents in isolation, and therefore we have to communicate and to cooperate with our international partners. A global continent-observing system within the framework of existing programmes must be part of our fact-finding effort and constitute scientific basis for determining how the global environment is changing.

Six years after the United Nations Conference on Environment and Development (UNCED), it can rightly be that the Earth Summit has had a profund impact on UNESCO's activities in each area of its competence: education, natural, social and human sciences, culture and communication.

Sustainable development has become a leitmotif of UNESCO's programs as well as oneunifying link of the follow-up to UNCED and to other major United Nations Conferences addressing various dimensions of development and human society.

The implementation of projects representing UNESCO contribution in the post-UNCED 92 perspective rely on the Organization's networks, its relationship with international organizations, both intergovernmental and non-governmental, its field units and national commissions in member States, and the national committees involved in major scientific intergovernmental and international programs, including the IGCP.

UNESCO's four international scientific cooperation programs (IGCP, IHP, MAB and MOST) and of IOC have been significantly re-oriented in order to address priority objectives and to enhance integrated, transdisciplinary approaches identified in relevant chapters of Agenda 21.

The broad scientific objectives of the IGCP, namely:

- increasing our understanding of the geodynamic factors, including natural hazards, controlling the global environment in order human living conditions may be improved;

- developing more effective ways of finding and assessing natural resources of energy, groundwater and minerals;

- increasing our knowledge of geological processes and geological concepts through correlative studies of critical locations around the globe;

- improving standards of research and of the associated methods and techniques are also addressed by UNESCO's Division of Earth Sciences activities devoted to geodata management, remote sensing, training courses, geological maps, and disaster reduction.

Interdisciplinary efforts to study the changing environment should not be limited to the field of natural sciences only. The role of UNESCO is to promote international peace and security through cooperation in the fields of education, science and culture. The Organization executes programmes to overcome unsustainability of the use of natural resources but also to savegarde historical monuments and to preserve natural and cultural heritage.

Geoenvironmental policies are increasingly by the uncontrollable physical process of the Earth and their impact of geohazards on Man and built and physical environment. The problem of natural hazards and its integration in environmental and developmental concerns are included in UNESCO's activities and will be strengthened in the follow-up phase of the International Decade for Disaster Reduction (IDNDR) which is coming to an end in the year 1999.

With regard to international geoenvironmental activities – and indeed to any other actions on a worldwide scale – UNESCO will make sure that it facilities the work of national governments, intellectual communities or individual reactive workers. The Organization will also inspire, bring together and act as a catalyst of activities in which respective energies can join forces, as well as encourage the crystallization of key ideas .

W.S. Fyfe, the former President of IUGS summarized in 1994: "It is now clear that future, wise planning of development will require teams in new partnerships. ECOlogy and ECOnomy –(from the Greek oikos, house) are not in conflict. Our views must become global, because all parts of this planet are connected. For example, to plan a water-supply system(or a new mining or energy system) should require an integration of knowledge and expertise from many parts of Earth science, engineering economics, ocean and great science and social science organizations must be come proactive, not reactive, in providing the required teams and in developing the urgently needed technologies. Together, we have a vast knowledge base, but are we yet using this knowledge with wisdom?".

Estratigrafia, Paleontologia, Análise de Bacias Sedimentares

O Supergrupo Dúrico - Beirão da bacia do Douro na região de Vermiosa (Figueira de Castelo Rodrigo)

A. FERREIRA DA SILVA*

Palavras-chave: Litostratigrafia; Supergrupo Dúrico-Beirão; Ciclo Varisco; Serra da Marofa.

Resumo: A revisão da cartografia dos metassedimentos anté-ordovícicos (Complexo Xisto-Grauváquico) da região de Vermiosa (Figueira de Castelo Rodrigo) permitiu caracterizá-los dentro do Supergrupo Dúrico-Beirão. Este é definido, da base para o topo, pela sucessão alóctone do Grupo do Douro, constituída pelas formações de Rio Pinhão e Pinhão, e pelo Grupo de Arda-Marofa, que inclui a Formação de Excomungada-Ribeira do Colmeal. Esta, a norte do Ordovícico, foi migmatizada durante a fase D2 Varisca. Enquanto a deformação Sarda foi ténue a da fase D1 Varisca foi intensa originando o sinclinório da Serra da Marofa, com vergência para norte.

Key words: Lithostratigraphy; Dúrico-Beirão Supergroup; Varisc Cicle; Marofa Mountain.

Abstract: The cartographic revision of the ante-ordovician metasediments (Complexo Xisto-Grauváquico) of the Vermiosa region (Figueira de Castelo Rodrigo) permitted to include them in the Dúrico-Beirão Supergroup. This unit is defined, from the bottom to the top, by the alloctone sucession of the Douro Group, constituted by the Rio Pinhão and Pinhão formations, and by the Arda-Marofa Group, which include the Excomungada-Ribeira do Colmeal Formation. In the region at north of the ordovician outcrops, this last formation was migmatized during the D2 Variscan phase. While the Sardic deformation was tenuous, the D1 Variscan deformation was intense originating the sinclinorium of the Marofa Mountain, with vergence to north.

INTRODUÇÃO

A área em que se insere este trabalho (Fig. 1) relaciona-se com a Carta Topográfica de Portugal nº 15-D (Figueira de Castelo Rodrigo), na escala 1/50.000, cuja cartografia geológica se deve a Carvalhosa (1959).

A região de Vermiosa, bem como as de Pinhel, a ocidente (Sousa, 1989), e de Freixo de Espada à Cinta, a norte (Silva & Ribeiro, 1994), pertencem à bacia do Douro, a qual prossegue, a leste, para Espanha.

LITOSTRATIGRAFIA

SUPERGRUPO DÚRICO-BEIRÃO

Os metassedimentos xisto-grauváquicos anté-ordovícicos da região de Vermiosa permitiram a sua individualização, da base para o topo, na sucessão alóctone do Grupo do Douro (Silva & Ribeiro, 1985), distribuídas pelas formações de Rio Pinhão e Pinhão (Sousa, 1982), e na sequência do Grupo de Arda-Marofa (Silva et al, 1985), representada pela Formação de Excomungada-Ribeira do Colmeal (Sousa, 1989). Estas unidades integram o Supergrupo Dúrico-Beirão (Silva et al, 1987/1989). Migmatização da última unidade ocorre a norte do Arenigiano da Formação de Castelo Rodrigo.

GRUPO DO DOURO (ALÓCTONE)

FORMAÇÃO DE RIO PINHÃO

Esta unidade, confinada a sul pelos granitos (Fig. 1), passa gradualmente à Formação de Pinhão, suprajacente, a norte, após a perda de metagrauvaques e filitos negros. É caracterizada pela alternância de metagrauvaques e filitos negros e, mais subordinadamente, de filitos grafitosos, metamicroconglomerados de matriz calcossilicatada, calcários metamórficos, calcoxistos, calcossilicatadas e corneanas pelíticas e calcossilicáticas. A presente unidade é idêntica à Formação de Ponte da Chinchela, exposta na região contígua de Pinhel, a oeste (Sousa, 1989), estimando-se a sua espessura em cerca de 200 metros.

FORMAÇÃO DE PINHÃO

Esta sequência apresenta-se acunhada a ocidente (Fig. 1), desaparecendo na área contígua dePinhel (Sousa, 1989). Trata-se de uma sucessão pelítica, finamente estratificada, basicamente constituída por filitos cloríticos cinzentos claros, de tendência esverdeada, com raras intercalações de metaconglomerados próximo do seu topo. Na área de Vermiosa a Escarigo (ribeira de Tourões) afloram os designados xistos mosqueados intercalando corneanas pelíticas, consequência do metamorfismo de contacto dos granitóides variscos (Carvalhosa, 1959).

* Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela, Apt. 7586 - Zambujal, 2720 Alfragide.

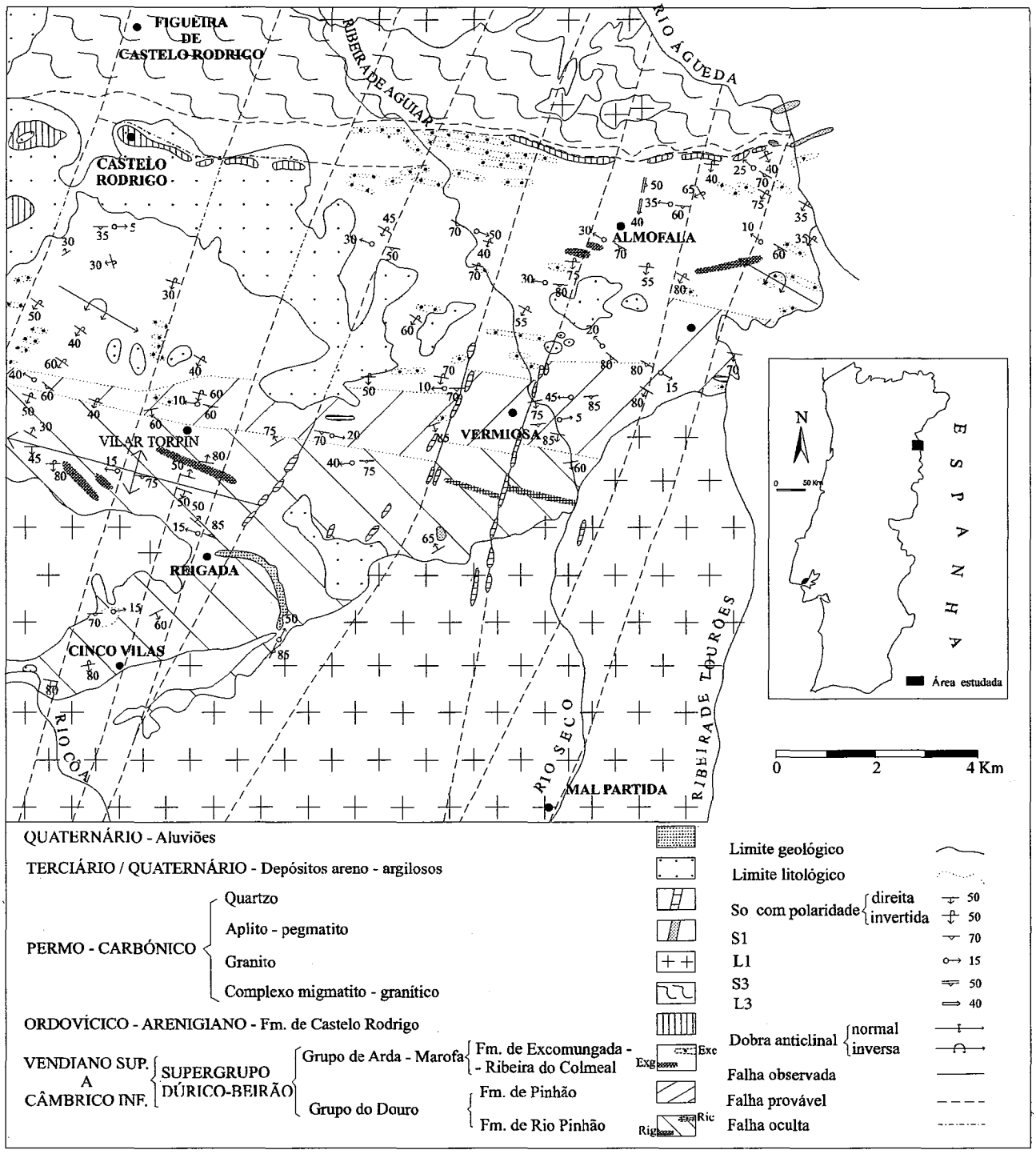


Fig. 1 - Geologia da região de Vermiosa (Figueira de Castelo Rodrigo)

A cerca de 1,5 Km a leste de Escarigo (ribeira de Tourões) observa-se a passagem gradual desta unidade à Formação de Excomungada-Ribeira do Colmeal, suprajacente, através da presença de níveis quartzíticos e metareníticos. Estes, de espessura milimétrica a centimétrica, passam a bancadas decimétricas a métricas, acompanhados, inclusivé, de metaconglomerados. A espessura estimada para a Formação de Pinhão não deverá ultrapassar os 150 metros.

GRUPO DE ARDA - MAROFA

FORMAÇÃO DE EXCOMUNGADA - RIBEIRA DO COLMEAL

Esta sequência foi assim designada na região contígua, a oeste (Sousa, 1989), donde prossegue, para leste, até Espanha (Fig. 1). Trata-se de uma sucessão pelítico-clástica constituída por filitos cloríticos cinzentos claros, de tendência esverdeada, finamente estratificados, com frequentes intercalações, por vezes possantes, demetassiltitos, metarenitos, quartzitos e metaconglomerados. Na área de Almofala a Escarigo afloram alguns níveis de filitos grafitosos no seio desta sucessão. Esta unidade culmina a sequência litostratigráfica do Complexo Xisto-Grauváquico da bacia do Douro na região da serra da Marofa. Antecede, assim, o Arenigiano da Formação de Castelo Rodrigo, embora cavalgando-o no sentido sul - norte. Estima-se em cerca de 250 metros a sua espessura nesta área.

COMPLEXO MIGMATITO - GRANÍTICO

Durante a fase de deformação D2 Varisca as rochas da Formação de Excomungada-Ribeira do Colmeal foram migmatizadas, em sincronização com a implantação granítica, a norte do Arenigiano, entre Figueira de Castelo Rodrigo e o rio Águeda (Fig. 1). No leito deste observam-se migmatitos heterogéneos do tipo epibolito ou estromatito com estruturas estromatítica, surreítica boudinada, ptigmática e "schöllen", bem como migmatitos homogéneos e diatexitos heterogéneos com estruturas estictolítica e "schöllen". O paleossoma destas rochas é constituído por quartzitos, metarenitos e metaconglomerados ainda preservados, enquanto o neossoma quartzo-feldspático se relaciona com aplitos, aplito-pegmatitos e granitos.

TECTÓNICA

Na região de Vermiosa a deformação do Ciclo Varisco sobrepôs-se à da Fase Sarda, redobrando as estruturas sinsedimentares originadas durante a deposição das rochas xisto-grauváquicas. Tal facto reflecte-se na oscilação do sentido de mergulho suave das inclinações das lineações (L1), geradas pela deformação da fase D1 Varisca. Esta deformação foi igualmente responsável pela génese do anticlinório, a sul, e do sinclinório, a norte, com vergência para norte, inserindo-se o Ordovícico neste último (Fig. 1).

A área a norte de Vilar Torpim e Vermiosa constitui o flanco inverso do sinclinório que, a partir de Castelo Rodrigo, para leste, se encontra decepado, tendo desaparecido o flanco normal do Ordovícico, a norte. Este facto, associado à existência das exposições migmatíticas, evidencia a ascensão desta área, em consequência de ali passar a zona de cisalhamento dúctil da falha de Juzbado-Penalva do Castelo. Trata-se de importante acidente de desligamento esquerdo, antigo, reactivado no Ciclo Varisco durante as duas fases de deformação maior (Ponce de Léon & Ribeiro, 1981).

A orientação geral das estruturas D1 ocorre segundo WNW - ESE a W - E, com xistosidade S1 de plano axial mergulhando para SSW a S.

A segunda fase de deformação D2 Varisca coincide com a génese das rochas graníticas e migmatíticas, a que se associa o metamorfismo de contacto e as frequentes clivagens de crenulação.

Tardiamente, e em continuidade à deformação D2, as estruturas planares S0 e S1 foram redobradas, tendo sido originadas dobras de comprimento de onda decimétrico a métrico com xistosidade de plano axial orientada para NNE-SSW e mergulho de 50° a 70° para ESE, enquanto suas lineações mergulham moderadamente (30° - 50°) para SSW.

CONSIDERAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS E CORRELAÇÃO LITOSTRATIGRÁFICA COM OUTRAS REGIÕES

A litostratigrafia das rochas xisto-grauváquicas da região de Vermiosa permitiu correlacioná-la com a da bacia do Douro. Deste modo as litologias das formações de Rio Pinhão e Pinhão, pertencentes à sucessão alóctone do Grupo do Douro, ter-se-iam depositado em condições distais e, por vezes anóxicas, relativamente profundas, o que proporcionou a génese desta sequência turbidítica.

A inexistência da Formação de Pinhão, a ocidente, na região de Pinhel, devido a acunhamento, e sua expansão, para leste, em direcção a Espanha, significa que a bacia se tornou uma plataforma siliciclástica rasa mais cedo, a ocidente. Estas condições ambientais condicionaram a sedimentação da Formação de Excomungada-Ribeira do Colmeal. Assim, esta unidade sobrepõe-se à Formação de Ponte da Chinchela (Sousa, 1989), equivalente das formações de Bateiras e Rio Pinhão, a ocidente, enquanto se sobrepõe à Formação de Pinhão, equivalente da Formação de Ervedosa do Douro, a leste, na região de Vermiosa.

A Formação de Excomungada-Ribeira do Colmeal, incluída no Grupo de Arda-Marofa (Silva et al, 1995), culminou a sedimentação xisto-grauváquica nesta área. Antecede o Arenigiano da Formação de Castelo Rodrigo, apesar de geralmente o cavalgar no sentido sul-norte. Aquela unidade, na região de Pinhel, é equivalente das formações de Pinhão e Desejosa, enquanto na região de Vermiosa, a leste, é apenas equivalente da Formação de Desejosa, de idade câmbrica, a qual aflora, a norte da serra da Marofa, entre Escalhão e Freixo de Espada à Cinta (Silva & Ribeiro, 1994).

Na região noroeste e norte da bacia do Grupo das Beiras, em transição para a bacia do Grupo do Douro, a sequência xisto-grauváquica, regra geral, também culminou por uma sedimentação em condições de plataforma siliciclástica rasa. Esta circunstância proporcionou a génese das diversas unidades que constituem o citado Grupo de Arda-Marofa. Deste modo a Formação de Excomungada-Ribeira do Colmeal é também equivalente lateral das formações de Póvoa, Queiriga e Sátão, entre outras. Estas sobrepõem-se tanto sobre a sequência pelítica da sucessão autóctone do Grupo do Douro (Formação de Ervedosa do Douro) como das sequências pelítica e pelítico-grauvacóide do Grupo das Beiras, respectivamente formações de Rosmaninhal sensu stricto e Malpica do Tejo (Silva et al, 1988 e 1995).

Na região entre Ciudad Rodrigo e Salamanca as formações de Monterrúbio, Aldeatejada e Areniscas de Tamames, sendo esta última do Câmbrico inferior (Figuerola e Garcia, 1972; Alvarez Nava et al, 1988), poderão corresponder parcialmente às unidades identificadas na região de Vermiosa.

Mais para sudeste, ainda em Espanha, na região de Montes de Toledo e Vale de Alcúdia, a Formação de Azorejo, que se sobrepõe, por interdigitação, às sequências, geralmente pelíticas, dos grupos de Rio Huso, Ibor e Alcudiano superior (Palácios & Vidal, 1996), parece ser equivalente não só da Formação de Excomungada - Ribeira do Colmeal, como também de todas as unidades do Grupo de Arda - Marofa e da Formação de Desejosa (Grupo do Douro).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVAREZ NAVA, H; CASQUERE, J.L.G.; TOJA, G.A.; URROZ, J.H.; ALVAREZ, S.L.; DIAZ, F.L.; LOPEZ, M.F.; MONTESERIM, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARIA, J. & SÔLE, F.J. (1988) - Unidades Litoestratigraficas de los materiales precambrico-cambricos en la mitad suroriental de la Zona Centro - Iberica, II Congresso Geologico de España, Comunicaciones, Granada, Vol. 1, pp. 19 - 22.

CARVALHOSA, A. (1959) - Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50.000. Notícia Explicativa da Folha 15-D (Figueira de Castelo Rodrigo), Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 17pp.

FIGUEROLA, L.C.G. & GARCIA, E.M. (1972) - El Cambrico Inferior de la Rinconada (Salamanca), Studia Geologia, III, pp. 34-41

PALÁCIOS, T. & VIDAL, G. (1996) - The Rio Huso Section: Late Neoproterozoic-Early Lower Cambrian (Galician - Castilian Zone-Western Toledo Mountains), in II Field Conference of the Cambrian stage subdivision working groups edited by E. Liñan, J.A. Gámez Vintamed & R. Gonzalo, Universidade de Salamanca, pp. 21 - 27.

PONCE DE LÉON, M. I.& RIBEIRO, A. (1981) - La zone de cisaillement ductil de Juzbado (Salamanca) - Penalva do Castelo (Viseu): un linéament ancien réactivé pendant l'orogénèse hercynienne?, Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 67 (1), pp. 89 - 93.

SILVA, A.F.; REBELO, J.A. & RIBEIRO, M.L.(1987/1989) - Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia Explicativa da Folha 11 - C (Torre de Moncorvo), Serv. Geol. de Portugal, Lisboa, 65 pp.

SILVA, A.F. & RIBEIRO, A. (1985) - Thrust Tectonics of Sardic Age in the Alto Douro Region (Northeastern Portugal), Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 71 (2), pp. 151 - 157.

SILVA, A.F. & RIBEIRO, M.L.(1994) - Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia Explicativa da Folha 15 - B (Freixo de Espada à Cinta), Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 48 pp.

SILVA, A.F.; ROMÃO, J.M.C.; SEQUEIRA, A.J. & OLIVEIRA, J.T. (1995) - A Sucessão litostratigráfica anté-ordovícica na Zona Centro-Ibérica (ZCI), em Portugal: Ensaio de interpretação com base nos dados actuais, XIII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Salamanca, 1, pp. 71-72.

SILVA, A.F.; ROMÃO, J.M.A; SEQUEIRA, A.J. & RIBEIRO, M.L. (1988) - Geotransversal no Grupo das Beiras (CXG) entre os sinclinórios de Mação e Penha Garcia (Centro-Leste de Portugal), XI Reun. Geol. do Oeste Peninsular, Bragança.

SOUSA, M.B. (1982) - Litostratigrafia e Estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico"-Grupo do Douro, Men. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 223 pp.

SOUSA, M.B. (1989) - O Complexo Xisto-Grauváquico da Marofa (Figueira de Castelo Rodrigo - Portugal central), Men. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 108, pp.1-10.

Paleoicnologia da Formação do Quartzito Armoricano (Ordovícico Inferior) em Portugal: implicações em Paleoecologia e Paleoetologia (dados preliminares)

C. NETO DE CARVALHO [1,2], C. DETRY [2,3] & M. CACHÃO [1,2]

Palavras-chave: Formação do Quartzito Armoricano; Ordovícico Inferior; litoestratigrafia; *icnotaxa*; icnofácies; paleoecologia; paleoetologia; Trilobita.

Resumo: No sentido de acompanhar a recente expansão da Paleoicnologia ao nível do reconhecimento da evolução de padrões de comportamento, o presente trabalho procura, de modo preliminar, interpretar em termos paleoecológicos e paleoetológicos as icnocenoses presentes na Formação do Quartzito Armoricano. São utilizados pela primeira vez icnofósseis dos tipo Praedichnia, atribuídos aos igénn. *Rusophycus* e *Cruziana* para invocar a lateralização funcional do sistema nervoso dos organismos aos quais estes foram associados (trilobites).

Key-words: Armorican Quartzite Formation; Lower Ordovician; lithostratigraphy; icnotaxa; ichnofacies; paleoecology; paleoethology; Trilobita.

Abstract: Paleoicnological studies are developing in areas such as the behaviour analysis of paleobiocoenosis. The present paper deals with this line of research applied to icnofossils of the Armorican Quartzite Formation of Portugal. For the first time, the etologiacl classification of Praedichnia is applied to the igen. *Rusophycus* and *Cruziana* to invoque the functional lateralization of the nervous system of their related paleorganisms (trilobites).

INTRODUÇÃO

A Formação do Quartzito Armoricano (Ordovícico Inferior) é constituída por sequências detríticas, argilo-siliciclásticas, correspondendo a uma deposição em ambientes do tipo supralitoral a infralitoral com influências tempestíticas (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990). A sua distribuição em Portugal é ubíqua, correspondendo ao prolongamento de unidades correlativas pertencentes ao Maciço Armoricano europeu (HENRY *et al.*, 1974; Hamman *et al.*, 1982; ROBARDET & GUTIÉRREZ MARCO, 1990). A rara ocorrência de somatofósseis (de que se regista apenas o aparecimento de bivalves, braquiópodes inarticulados e raras trilobites) contrasta com a abundância e diversidade em icnofósseis, distribuídos por toda a Formação. A paleoicnologia destas unidades quartzíticas é conhecida desde os trabalhos clássicos de DELGADO (1886, 1887), os quais incidem sobre os cruzianídeos. Parte da listagem dos icnofósseis então descritos foi posteriormente revista e ampliada por diversos autores, com destaque para os icnotaxa susceptíveis de interesse em biostratigrafia (ROMANO, 1974; ROMANO & DIGGENS, 1974; COOPER & ROMANO, 1982; REBELO & ROMANO, 1986, ROMANO, 1991). Esta síntese procura contribuir para a revisão global dos *icnotaxa* da Fm. do Quartzito Armoricano, definindo icnocenoses e discutindo a sua ocorrência em contextos mais gerais, paleoecológicos e paleoetológicos, dando particular relevância ao estudo do igén. *Cruziana*.

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA (SEDIMENTAR, ESTRATIGRÁFICA, TECTÓNICA E PALEOAMBIENTAL)

A Fm. do Quartzito Armoricano s.l. aflora em Portugal desde a fronteira NE até às zonas de cisalhamento de Porto-Tomar-Badajoz, em alinhamentos de relevos descontínuos de idade hercínica, expostos por erosão diferencial desde o final do Mesozóico (RIBEIRO, 1990). É constituída por sequências fundamentalmente detritícas, argilo-siliciclásticas, com espessura média de cerca de 300 m. Com um carácter marcadamente transgressivo apresenta significativas variações laterais e verticais de fácies, a nível regional (ROMANO & DIGGENS, 1974).

Na sequência do presente trabalho, é proposta a subdivisão da Formação do Quartzito Armoricano nas seguintes três unidades, representativas das principais litofácies reconhecidas nos cortes estudados:

1 - Membro Inferior - É constituído por conglomerados poligénicos, por vezes associados a vulcanitos ácidos, seguidos de sequências métricas de quartzitos grosseiros, ocasionalmente feldspáticos, com estratificação entrecruzada planar e *ripple-marks*, e de níveis xistentos pouco frequentes, com variações laterais bruscas. Assenta geralmente em discordância (disconformidade angular de primeira ordem) sobre formações do Complexo Xisto-Grauváquico (C.X.G.) de idade câmbrica (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990). Para o topo, este membro está representado por alternâncias xisto-quartzíticas, com raros níveis areníticos carbonatados (ROMANO, 1974).

[1] - Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Rua da Escola Politécnica, nº 58, 1294 Lisboa CODEX.
[2] - Grupo PALEO - Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural.
[3] - Departamento de Zoologia e Antropologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Edifício C2, 3º piso, 1700 Lisboa.

2 - Membro Médio - É formado por alternâncias centimétricas a decimétricas de xistos pelíticos e xistos psamíticos intensamente bioturbados e por raras intercalações de quartzitos, mais frequentes para o topo da sequência.

3 - Membro Superior - É composto por bancadas quartzíticas com estratificação entrecruzada, com maior expressão na base, alternando com xistos e psamitos em leitos bem definidos, fortemente bioturbados; por vezes dá passagem a uma sequência de topo mais homogénea, psamítica, onde a ocorrência de icnofósseis é fortuita. Em certos sectores, como em Moncorvo e Marão, os níveis quartzíticos passam lateralmente a bancadas ferríferas (TEIXEIRA & REBELO, 1976; REBELO & ROMANO, 1986).

Os conglomerados de base do Membro Inferior têm sido datados do início do Ordovícico (Tremadociano ou Arenigiano), com base em enquadramento litoestratigráfico, uma vez que as evidências paleontológicas são escassas (*Skolithos* isp.) e sem interesse estratigráfico (SEQUEIRA, 1993). A Fm. do Quartzito Armoricano, no seu conjunto é atribuída ao Ordovícico Inferior, Arenigiano s.l., com base na associação *Cruziana furcifera, C. rugosa* e *C. goldfussi* (DELGADO 1886, 1887; COOPER & ROMANO, 1982; REBELO & ROMANO, 1986).

O carácter global transgressivo destas formações, com o sentido geral NE→SW (HAMMAN *et al.,* 1982), relaciona-se com o regime geodinâmico então vigente, de índole distensiva, patente em todo o Paleozóico Inferior, ao qual se encontra associado a instalação de um mar epicontinental sobre uma paleotopografia sarda, substancialmente arrasada (RIBEIRO *et al.*, 1990). As unidades conglomeráticas basais da Fm. do Quartzito Armoricano, assentes discordantemente sobre sequências do C.X.G., reflectem uma sedimentação condicionada por irregularidades topográficas herdadas, em ambiente flúvio-deltaico a mediolitoral, tendo-se gerado em alguns locais (i. e., Fm. Quinta da Ventosa) a formação de leques submarinos profundos em escarpas de falhas então ACTIVAS (NABAIS CONDE, 1966; MCDOUGALL *ET AL.*, 1987 *IN* OLIVEIRA *ET AL.*, 1992; SEQUEIRA, 1993). Para o topo a sedimentação evolui para uma deposição em ambiente litoral, supralitoral a infralitoral superior, influenciado por correntes e retrabalhamento tempestítico (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990). O Membro Médio corresponde às fácies mais profundas (infralitoral) que ocorrem na Formação em estudo, possivelmente relacionadas com um máximo eustático ordovícico, que se terá manifestado no Arenigiano médio (FORTEY, 1984 *IN* GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990). As litofácies que constituem o Membro Superior denotam um regime regressivo, marcado pelo rápido retorno à sedimentação em ambiente médio- a infralitoral superior, dominado por influências tempestíticas (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990).

PALEOICNOLOGIA DA FORMAÇÃO DO QUARTZITO ARMORICANO

A análise preliminar dos *icnotaxa* presentes nos membros da Fm. do Quartzito Armoricano fundamentou-se, por um lado, na compilação dos dados paleoicnológicos conhecidos, e por outro lado, em novos elementos recolhidos de seis cortes reconhecidos nas regiões Norte e Centro de Portugal (Penha Garcia, Amêndoa, Apúlia, Serra de Góis, anticlinal de Valongo e NE Transmontano). Os icnitos recolhidos na sequência deste estudo estão depositados nas colecções do Grupo PALEO, com sede no Museu Nacional de História Natural da Universidade de Lisboa. Com os dados obtidos procurou-se formalizar a revisão global dos *icnotaxa* da Formação em estudo (Neto de Carvalho, em prep.).

Dos trabalhos anteriormente realizados sobre a Fm. do Quartzito Armoricano tem resultado a identificação de duas icnofácies distintas (DELGADO, 1908; COOPER & ROMANO, 1982; ROMANO, 1974): a icnofácies de *Skolithos,* presente no Membro Inferior e a icnofácies de *Cruziana,* característica do Membro Médio e Superior (equivalente às associações A e B de ROMANO, 1991). Na icnofácies de *Skolithos* a diversidade de icnofósseis é baixa, em função de um ambiente homolítico bem oxigenado, tipicamente mediolitoral, com retrabalhamento e redeposição contínua de sedimentos (COOPER & ROMANO, 1982), onde predomina de uma icnofauna monotípica do tipo domichnia, constituída por *Skolithos linearis, Monocraterion* isp. ou *Daedalus* ispp.. Por seu lado, a icnofácies com *Cruziana*, em função das variações do hidrodinamismo e do teor em oxigénio junto aos fundos neríticos, possui icnocenoses abundantes e mais diversificadas, o que acarreta um modo de vida especializado, essencialmente bentónico, na interface onde o fluxo de materiais para respiração e alimentação é máximo, com o aproveitamento de acumulados orgânicos preservados imediatamente abaixo do fundo.

Apesar da referida tendência das duas icnofácies, *Skolithos* e *Cruziana*, em se sucederem, da base para o topo da Fm. do Quartzito Armoricano, a distribuição estratigráfica destes icnofósseis assume carácter bem mais generalizado. Efectivamente, o seu aparecimento é determinado pelas condições paleoecológicas e regime sedimentar vigentes na altura, os quais condicionaram a colonização do meio pelos organismos seus responsáveis. *Skolithos* são encontrados em litofácies compatíveis com um decréscimo na taxa de sedimentação e acentuado hidrodinamismo, traduzindo-se na quase contínua ressuspensão de matéria orgânica (ROMANO, 1991). Estas condições parecem ter predominado no decurso da sedimentação do Membro Inferior (com excepção das unidades conglomeráticas). Contudo, na Apúlia, a

paleogeografia e as condições de sedimentação terão contribuído para uma inversão cronológica das referidas icnofácies (ROMANO, 1974). Neste caso a regressão que caracterizou a sedimentação do Membro Superior terá sido o factor primário para que as condições ecológicas se tornassem mais favoráveis ao aparecimento posterior das comunidades de suspensívoros. De facto, nesta região, camadas com "*icnofabrics*" densos idênticos às "piperocks", de *Skolithos* e *Monocraterion*, seguidos de níveis praticamente azóicos reflectem um estilo de comportamento típico em instalações pioneiras por organismos oportunistas (EKDALE, 1985 *in* BJERSTEDT, 1988, VOSSLER & PEMBERTON, 1988), em ambientes costeiros frequentemente sujeitos à acção de tempestades. Por seu lado, nestas litologias detríticas mais grosseiras, surgem igualmente numerosos icnofósseis atribuídos a trilobites que, ainda que pouco diversificados, indiciam incursões aos extremos de tolerância ambiental destes organismos (FORTEY & SEILACHER, 1997), em zonas litorais com intenso acarreio terrígeno onde, todavia, a grande produtividade orgânica parece ser o principal mecanismo ecológico de compensação.

Mais recentemente, várias tentativas têm sido realizadas no sentido de encontrar os possíveis responsáveis pelas vários morfótipos de *Cruziana*. Neste contexto, por exemplo, BERGSTROM (1976) relaciona *C. rugosa* com os membros da família Asaphidae. Efectivamente, a natureza polispecífica desta icnoespécie é incontestável, atendendo à grande variação dimensional destas marcas (3 a 17 cm). A sua eventual correlação com representantes de Calymenidae (FORTEY & SEILACHER, 1997) é altamente discutível, considerando as marcas genais (ou pigidiais) conservados em *C. goldfussi* (variação preservacional/comportamental de *C. rugosa*).

Na Fm. do Quartzito Armoricano, e particularmente no Membro Médio e Superior, observa-se um predomínio de icnofósseis do tipo fodinichnia, atribuídos em grande parte a trilobites, para além de galerias horizontais vermiformes (*Palaeophycus*), muitas vezes encontrados em associação. Embora a microfagia receba o maior consenso, distintos hábitos de alimentação são referidos para as trilobites (ver BRANDT *et al,* 1995), atendendo não só à análise das icnocenoses mas também pelo estudo de conteúdos digestivos de certas trilobites (CHATTERTON *et al,* 1994). Estes autores sugerem um canal alimentar heteromórfico que é explicado por uma variação da capacidade selectiva da matéria orgânica contida no sedimento. Estes factos parecem confirmar o aparecimento de icnofósseis do tipo praedichnia atribuidos a trilobites, mas poderão igualmente ser uma resposta para a raridade da preservação deste estilo de comportamento. A est. VIII de DELGADO (1886: 47) representa *Cruziana rugosa*, proveniente de Poiares, associada a uma galeria horizontal (*Palaeophycus* isp.); esta amostra possui características (ver JENSEN, 1990) que permitem evidenciar um modo predatório de uma trilobite em relação a um verme. Apesar do facto, a raridade de co-ocorrências identificadas no registo geológico parece indicar que este comportamento seria ocasional, predominando o hábito detritívoro para as trilobites produtoras de morfótipos relacionados com *C. rugosa*. Não se pode deixar de parte a hipótese de comensalismo para explicar a convivência comum dos dois tipos de pistas, por aproveitamento posterior dos vermes do revolvimento dos sedimentos efectuado pelas trilobites (BRANDT *et al.*, 1995); a hipótese de necrofagia proposta neste trabalho deve ser tida em conta para explicar as associações descritas por JENSEN (1990), BRANDT *et al.* (1995) e pelos autores deste trabalho, como potencial variante a um regime de alimentação essencialmente depositívora.

JENSEN (1990) notou em *Rusophycus dispar* uma tendência para o posicionamento lateral dos predadores em relação às hipotéticas presas. Nesta perspectiva, BABCOCK (1993) num estudo sobre malformações nas trilobites resultantes de predação não letal, atribui uma assimetria comportamental (lado direito) às trilobites ou aos seus predadores, com o consequente reconhecimento da lateralização do sistema nervoso, consistente ao nível de populações, desde o início do Fanerozóico. Parecem existir evidências icnológicas que comprovam esta assimetria em níveis taxonómicos elevados e constantes ao longo da evolução dos Trilobita, nomeadamente através da análise de estruturas de alimentação e/ou predação. O estudo estatístico simples efectuado pelos autores a partir das Figs. 2 a 5 de JENSEN (1990), Fig. 2 de BRANDT *et al.*(1995), e Est. VIII de DELGADO (1886), onde se mostram *Rusophycus dispar*, *R. carleyi* e *Cruziana rugosa* (Câmbrico a Ordovícico) considerados praedichnia, deu como resultado um valor médio de 67 % de capturas com as endopodites do lado direito da trilobite; ainda que a amostra preliminar seja pouco significativa (9 exemplares observados), o valor alcançado aproxima-se muito do resultado de 65% obtido por Babcock para trilobites pós-câmbricas possuindo marcas de predação.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à colega Joana Ramos (colaboradora do Grupo PALEO) o auxílio prestado no decurso dos trabalhos de reconhecimento de campo. Contribuição nº 16 do Grupo PALEO – Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural.

BIBLIOGRAFIA

BABCOCK, L. E. (1993) - Trilobite malformations and the fossil record of behavioral asymmetry. *J. Palaeont.*, 67 (2): pp. 217-229.

BERGSTROM, S. (1976) - Lower Palaeozoic trace fossils from eastern Newfoundland. *Can. J. Earth Sc.*, 13: pp. 1613-1633.

BJERSTEDT, T. M. (1988) - Trace fossils from the Early Mississipian Price Delta, Southeast West Virginia. *J. Paleont.*, 62 (4): pp. 506-519.

BRANDT, D. S.; MEYER, D. L. & LASK, P. B. (1995) - *Isotelus* (Trilobita) "hunting burrow" from Upper Ordovician strata, Ohio. *J. Paleont.*, 69 (6): pp. 1079-1083.

CHATTERTON, B. D. E.; JOHANSON, Z. & SUTHERLAND, G. (1994) - Form of the Trilobite digestive system: alimentary structures in *Pterocephalia*. *J. Paleont.*, 68 (2): pp. 294-305.

CONDE, L. E. N. (1966) - Direcções de correntes na base do Ordovícico do afloramento de Amêndoa-Mação e sua importância paleogeográfica. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 61: pp. 44-55.

COOPER, A. H. (1980) - The Stratigraphy and Palaeontology of the Ordovician to Devonian rocks of the area north of Dornes (near Figueiró dos Vinhos), central Portugal. *Ph. D. Thesis, University of Sheffield.* Inglaterra. 378 p., 37 est., 75 figs.

COOPER, A. H. & ROMANO, M. (1982) - The Lower Ordovician stratigraphy of the Dornes-Figueiró dos Vinhos area, Central Portugal, with descriptions of *Merostomichnites* ichnosp. and *Rosselia socialis*, two previously unrecorded trace fossils. *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 68 (1): pp. 73-82, 2 est.

COSTA, J. C. (1935) - O problema das bilobites (a propósito de três cartas de Nery Delgado). *Anais Fac. Ciênc. Porto*, 19: pp. 186-213.

-----, (1941) - Cruzianas do Alto de Santa Justa. *Anais Fac. Ciênc. do Porto*, 26: pp. 1-7, 1 est.

DELGADO, J. F. N. (1886) - Estudo sobre os Bilobites e outros fósseis das quartzites da base do systema Silurico de Portugal. *Mem. Sec. Trab. Geol. de Portugal.* Lisboa. 113 p., 43 est.

-----, (1887) - Estudo sobre os Bilobites e outros fósseis das quartzites da base do systema Silurico de Portugal (Supl.). *Mem. Sec. Trab. Geol. de Portugal.* Lisboa. 75 p., 12 est.

-----, (1903) - Note sur *Scolithus Dufrenoyi* ROUAULT. *Comun. Com. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 5: pp. 251-253.

-----, (1908) - Système silurique de Portugal. Étude de stratigraphie paleontológique. *Mem. Com. Serv. Geol. de Portugal.* Lisboa. 245 p.

FORTEY, R. A. & SEILACHER, A. (1997) - The trace fossil *Cruziana semiplicata* and the trilobite that made it. *Lethaia*, 30 (2): pp. 105-112.

GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; DE SAN JOSE, M. A. & PIEREN, A. P. (1990) - Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. *In:* R. D. Dallmeyer & E. M. Garcia (Eds), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. *Springer-Verlag.* Berlin, pp. 160-164.

GUTIÉRREZ-MARCO, J. C.; REBELO, J. A.; RÁBANO, I. & PIÇARRA, J. M. (1995) - Novas observações bioestratigráficas na Formação Xistenta (Ordovícico Médio) do sinclinal de Moncorvo (Trás-os-Montes, Nordeste de Portugal). *Mem. Fac. Ciênc. Mus. Lab. Min. Geol.*, Porto, 4: pp. 91-96.

HAMMAN, W.; ROBARDET, M.; ROMANO, M. *et al.* (1982) - The Ordovician system in Southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *International Union of Geological Sciences*, Publ. 11. 47 p.

HANTZSCHEL, W. (1975) - Trace Fossils and Problematica (suppl. 1). *In*: C. Teichert (Ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology. *The Geological Society of America and the University of Kansas Boulder, Colorado and Lawrence.* Kansas. Part W. 269 p.

HENRY, J. L.; NION, J.; PARIS, F. & THADEU, D. (1974) - Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (Serra de Buçaco) et du Massif Armoricain: essai de comparaison et signification paléogeographique. *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 57: pp. 303-345, 10 est.

JENSEN, S. (1990) - Predation by early Cambrian trilobites on infaunal worms-evidence from the Swedish Mickwitzia Sandstone. *Lethaia*, 23 (1): pp. 29-42.

NARA, M. (1995) - *Rosselia socialis*: a dwelling structure of a probable terebellid polychaete. *Lethaia*, 28 (2): pp. 171-178.

NETO DE CARVALHO, C. (em prep.) - Revisão da parataxonomia da Formação do Quartzito Armoricano (Portugal).

OLIVEIRA, J. T.; PEREIRA, E.; PIÇARRA, J. M.; YOUNG, T. & ROMANO, M. (1992) - O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. *In*: J. C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds), Paleozóico Inferior de Ibéro-América, *Universidade de Extremadura*: pp. 359-377.

PEMBERTON, S. G. & FREY, R. W. (1982) - Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *J. Paleontology*, 56 (4): pp. 843-881, 5 est.

PERDIGÃO, J. C. (1971) - O Ordovícico de Fajão, Unhais-o-Velho, Salgueiro do Campo e Penha Garcia. *I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica.* Madrid/Lisboa, 2: pp. 525-541.

REBELO, J. A. & ROMANO, M. (1986) - A contribution to the lithostratigraphy and palaeontology of the Lower Palaeozoic rocks of the Moncorvo region, Northeast Portugal. *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 72 (1/2): pp. 45-58, 3 est.

RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER, R. D. (1990) - Geodynamic evolution of the Iberian massif. *In:* R. D. Dallmeyer & E. M. Garcia (Eds), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. *Springer-Verlag.* Berlin, pp. 383-395.

RIBEIRO, O. (1990) - Opúsculos Geográficos-Aspectos da Natureza. *Fund. Calouste Gulbenkian.*Lisboa, 3° vol.. 354 p.

ROBARDET, M. & GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1990) - Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times. *In:* R. D. Dallmeyer & E. M. Garcia (Eds), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. *Springer-Verlag.* Berlin, pp. 383-395.

ROMANO, M. (1974) - The palaeoenvironment and ichnology of the Lower Ordovician rocks at Apúlia, North Portugal. *Bol. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Lisboa*, 14 (1): pp. 63-67, 5 est.

-----, (1991) - Lower to middle Ordovician trace fossils from the Central Iberian Zone of Portugal and Spain. *In*: C. R. Barnes & S. H. Williams (Eds), Advances in Ordovician geology. *Geol. Surv. Can.*, 90-9: pp. 191-204.

ROMANO, M. & DIGGENS, J. N. (1974) - The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, North Portugal. *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 57: pp. 25-52, 10 fig., 2 est.

SEQUEIRA, A. J. D. (1993) - A Formação da Serra Gorda (Tremadociano?) do sinclinal de Penha Garcia. *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 79: pp. 15-28.

TEIXEIRA, C. (1981) - Geologia de Portugal. Precâmbrico/Paleozóico. *Fund. Calouste Gulbenkian.* Lisboa, pp. 180- 356.

TEIXEIRA, C. & REBELO, J. C. (1976) - Contribuição para o conhecimento da paleontologia do Ordovícico de Moncorvo. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, Lisboa, 20 (1/2): pp. 25-28.

THADEU, D. (1955) - Note sur le Silurien Beiro-Durien. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, Lisboa, 12: pp. 1-48, 10 est.

VOSSLER , S. M. & PEMBERTON, S. G. (1988) - *Skolithos* in the Upper Cretaceous Cardium Formation: an ichnofossil example of oportunistic ecology. *Lethaia*, 21 (2) : pp. 351-362.

Nota sobre a sequência estratigráfica silúrico-devónica no sinforma de Amêndoa-Carvoeiro, bordo SW da Zona Centro-Ibérica, Portugal

J. Romão*, J. Tomas Oliveira*, J. Brandão Silva** & A. Ribeiro**

Palavras-chave: Litostratigrafia; biostratigrafia; idade; paleoambientes; correlações; Zona Centro-Ibérica (ZCI)

Resumo: A cartografia geológica do sinforma D_3 de Amêndoa-Carvoeiro permitiu reconhecer e individualizar 5 unidades litostratigráficas com espessura de 480±50m, cuja idade varia de Silúrico inferior (Landoveriano inferior) a Devónico inferior (Lockoviano). As características litológicas e sedimentológicas e os dados biostratigráficos sugerem a existência de uma fase regressiva durante o Landoveriano inferior seguida por um evento euxínico considerado como uma fase transgressiva condensada, ao qual sucede um ciclo estratigráfico completo transgressão/condensação/regressão entre o Wenlock e o Lochkovian.

Key-words: Lithostratigraphy; biostratigraphy; age; palaeoenvironments; correlations; Centro-Iberian Zone (CIZ)

Abstract: Geological mapping of the D_3 sinform Amêndoa-Carvoeiro has allowed the identification of five lithostratigraphic units whose age range from the early Silurian (early Llandovery) to the Lower Devonian (Lochkovian). Lithological, biostratigraphical and sedimentogical dating indicate a regressive phase during the early Llandovery followed by an euxinic event ascribed to a another transgressive phase, which was followed by a complete and large transgressive/condensed/regressive cycle between the Wenlock and the Lochkovian.

INTRODUÇÃO

O sinforma de Amêndoa-Carvoeiro está localizado no bordo SW da Zona Centro Ibérica (ZCI), junto ao ponto onde se intersectam a zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova (ZCTBC) e a zona de cisalhamento Porto-Tomar (ZCPT). Este sinforma resulta da interferência das fases de dobramento D_1 e D_3 da orogenia varisca (Romão *et al.*, 1995). A fase D_1 origina dobras NW-SE com clivagem de plano axial e vergência para NE e a fase D_3 gera dobras E-W, com planos axiais subverticais, clivagem de fractura e vergência para N. Entre estas duas fases ocorre a fase D_2 responsável por dobras e cavalgamentos de orientação próxima de N20W e vergência para E, á qual se encontra associado uma clivagem de fractura nos níveis estruturais inferiores (Romão *et al.*, 1997).

A cartografia geológica do sinforma Amêndoa-Carvoeiro evidenciou a presença de 5 unidades litostratigráficas que estão bem representadas na carta geológica de Mação. No presente trabalho é apresentada esta sequência litostratigráfica e o conteúdo faunístico de cada uma das unidades estabelecidas. Foca-se ainda a natureza dos processos de deposição e respectivo ambiente de sedimentação, bem como correlações com sequências anteriormente estabelecidas.

LITOSTRATIGRAFIA

As unidades geológicas definidas e representadas cartograficamente correspondem à Formação de Vale da Ursa (FVU) (Cooper, 1980) e ás novas unidades denominadas de Formação de Aboboreira (FA), Formação de Castelo (FC), Formação de Chão de Lopes (FCL) e Formação de Bando dos Santos (FBS) (Fig.1), cujos estratotipos são definidos em Romão (em preparação). A FVU assenta sobre bancadas quartzo-areníticas ou silto-pelíticas, no geral com "slumps", da Formação de Casal Carvalhal (FCC) (Young, 1988), através de uma descontinuidade materializada, ás vezes, por níveis ferruginosos, e apresenta uma espessura variável entre 30 a 60 m. Está organizada numa sucessão de sequências regressivas de 5-10m de espessura, constituídas por quartzitos cinzentos, por vezes, piritosos, cada vez mais espessas e frequentes para o topo, intercalados de bancadas de arenitos, por vezes, micáceos e de silto-pelitos normalmente amalgamados.

Sobre os quartzitos bioturbados ferruginosos pertencentes á FVU assenta a FA, com espessura estimada de 30±5m. A FA é constituída por pelitos negros grafitosos com nódulos de fosfatos, por vezes, laminados, muito piritizados e com abundante fauna. Neste conjunto pelítico ocorrem, em particular, na parte intermédia da série bancadas de silto-arenitos, arenitos e de quartzitos negros lenticulares impregnados de sulfuretos de ferro. Junto ao topo, os pelitos negros físseis são intercalados de finos estratos siltíticos de composição micácea e de camadas lenticulares, de reduzida espessura, de calcarenitos alterados. À FA sucede a FC que corresponde a uma sequência

* Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela, Zambujal, Ap^{do}.7586, 2720 ALFRAGIDE
** Depart. de Geologia, Fac. de Ciências, Univ. de Lisboa, Campo Grande, Edíficio C2, 5° piso, 1700 LISBOA CODEX

detrítica com uma espessura estimada entre 100 a 150m. É constituída, em termos gerais, por alternâncias de siltitos, muitas vezes esverdeados, e pelitos cinzentos, por vezes, laminados, intercalados de barras de quartzo-arenitos impuros ou conjuntos de barras de quartzo-arenitos, que tendem progressivamente a diminuir de frequência e de espessura ou mesmo a desaparecer em direcção ao topo da sequência.

A passagem das litologias da FC ás da FCL é brusca e, por vezes, marcada por um horizonte de ferro com oólitos de reduzida dimensão. A FCL é constituída, genericamente, por litologias pelíticas, finas e físseis, distribuídas ao longo de toda a unidade de um modo mais ou menos uniforme, com espessura de cerca de 40m. Os pelitos cinzentos a negros, por vezes, grafitosos, encontram-se laminados e, ocasionalmente, intercalados de siltitos de espessura milimétrica de cor mais clara. É ainda caracterizada por apresentar abundância de fosfatos, sulfuretos de ferro, fósseis e de nódulos argilo-siliciosos fosfatados, também, fossilíferos que se encontram dessiminados ao longo de toda a unidade. Às litologias pelíticas da FCL sobrepõe-se uma sequência detrítica regressiva com uma espessura estimada de cerca de 200±20m que constitui a FBS. Esta unidade está organizada numa sucessão de sequências negativas com espessuras de cerca de 10-15m. Na base ocorrem normalmente silto-pelitos que passam progressivamente em direcção ao topo a arenitos bioturbados e quartzitos de cor branca. As bancadas de quartzitos aumentam de frequência e de espessura, quer lateralmente para oriente, quer verticalmente, em ambos os sinclinais D_2 de Codes-Santos e de Bando dos Santos.

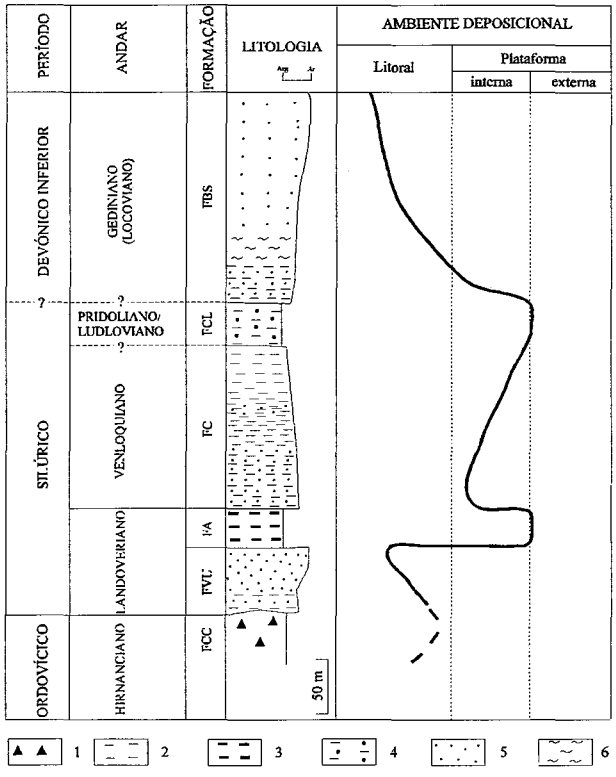


Fig.1- Estratigrafia do Silúrico-Devónico e curva de variação do ambiente de deposição. LEGENDA: 1-Diamictitos; 2-Pelitos; 3-Pelitos grafitosos; 4-Pelitos com nódulos; 5-Arenitos e 6-Arenitos bioturbados.

BIOSTRATIGRAFIA E IDADE

Os quartzitos da FVU marcam genericamente a base do Silúrico (COOPER, 1980, YOUNG, 1988). Em Dornes, COOPER (1980) encontrou graptólitos, possivelmente da Biozona *Atavograptus atavus* do Rhudaniano (Landoveriano inferior), no membro quartzítico da Serra dos Aguilhões. A FA é muito rica no conteúdo faunístico, principalmente, em graptólitos, ocorrendo também artrópodes, braquiópodes, pistas fósseis e provavelmente conodontes. As associações faunísticas reconhecidas nas várias jazidas fósseis (Porto da Ponte, na ribeira do Carril e de Aboboreira) confirmam o carácter condensado (YOUNG, 1988) e a idade de Landoveriano médio a superior.

A FC é caracterizada pela quase ausência de macrofauna, em particular, nas litologias constituidas por alternâncias de bancadas silto-pelíticas e quartzo-areníticas, sem pelitos negros associados, que são indicadoras de ambientes mais energéticos. Nestas litofácies ocorrem, muitas vezes, pistas fósseis. A idade da FC è difícil de estabelecer com base no conteúdo fossilífero, uma vez que não foram encontrados elementos faunísticos que permitissem uma definição estratigráfica precisa. Apenas, junto ao topo da unidade se encontraram exemplares de *Monograptus* cuja espécie não foi identificada, o que não permite uma indicação exacta sobre a idade desta unidade. No entanto, a FC sobrepõe-se à FA datada do Landoveriano médio a superior e encontra-se por debaixo da FCL, que é considerada uma série condensada, possivelmente do Venloquiano superior ao Pridoliano inferior. Assim, a FC foi depositada provavelmente durante o Venloquiano.

A FCL contem abundante conteúdo fossilífero, quer nos nódulos argilo-siliciosos quer nos estratos pelíticos. Foram encontrados ao longo de toda a unidade, em ambas as litologias, ortocones, gastrópodes, braquiópodes, ostracodes, heliolites e graptólitos. Na jazida de Castelo, localizada junto á parte S da povoação com o mesmo nome, foram identificados os seguintes graptólitos: *Monograptus* sp., *Monograptus flemingii?*, *Pristiograptus dubius* (Suess) e *Cyrtograptus*? sp.. Ainda se encontraram *Atrypa* cf. *insolita* e *Atrypa* cf. *comata* (braquiópodes) e *Cardiola* sp. e *Slava* sp. (moluscos). Os elementos faunísticos presentes parecem indicar que a FCL possa ser datada de Venloquiano superior a Pridoliano inferior. A fraca espessura (máximo de 40m), indicadora de uma taxa de sedimentação muito baixa que ocorreu durante um período longo de tempo, provavelmente, desde o Venloquiano ao Pridoliano inferior, sugere que esta unidade seja no conjunto uma sucessão condensada.

A FBS é marcada pela presença de braquiópodes, artrópodes, briozoários, bivalves, ortoceras e abundância de icnofósseis. As pistas fósseis ocorrem ao longo de toda a unidade e os outros elementos faunísticos estão concentrados em horizontes areníticos ferruginosos de espessura centimétrica. No entanto, também ocorrem, mais ocasionalmente, macrofósseis isolados. Os icnofósseis identificados correspondem a *Skolithus*, *Planolites*, *Monocraterion* e, mais espaçadamente, *Cruziana* (Chão do Brejo e a S do v. g. de Santos), e estão associados a litofácies homolíticas quartzíticas ou heterolíticas quartzo-areníticas bioturbadas. Ocorrem, ainda, em várias jazidas, marcadas por horizontes constituídos por arenitos ferruginosos, com dimensões de cerca de 50cm, numerosos elementos fossilíferos, nomeadamente, moluscos (gastrópodes como *Plectonotus sp.* e pleurotomarináceos; bivalves aviculídeos e actinodontóides), braquiópodes (*Microsphaeridiorhynchus* sp. e outros rhynchoneláceos) e, também, fragmentos de trilobites (Trimerus sp. de cabeça lisa). A fauna descoberta no horizonte arenítico-ferruginoso localizado cerca de 250m a S do v.g. de Bando dos Santos, nomeadamente o género *Plectonotus,* também encontrado no sinclinal de Herrera del Duque (Almaden, Espanha) (inf. pess. Gutiérrez Marco) aponta para Lochkoviano (Gediniano). Por outro lado, as trilobites são similares ás que ocorrem em litofácies quartzíticas na serra de Portalegre datadas do Gediniano (MELLADO & THADEU, 1947). No entanto, os novos dados adquiridos ainda não permitem definir com clareza a passagem do Silúrico ao Devónico, podendo ocorrer o limite cronostratigráfico entre os dois períodos dentro da própria FBS.

AMBIENTE DE DEPOSIÇÃO

A sucessão detrítica estudada foi depositada numa plataforma siliciclástica localizada na margem meridional do continente gondwânico. A FVU sobrepõe-se a diamictitos glaciogénicos depositados em ambiente litoral marinho, onde prevalecem condições de oxidação, eventualmente águas superficiais próximas do continente (Gondwana), que permitam uma maior precipitação de Fe e Mn (ROMÃO & OLIVEIRA, 1997). As litofácies da FVU sugerem deposição em ambiente litoral com passagem de ambiente de baixa energia a intermédia para um altamente energético, marcado por "ripples" de oscilação de corrente, estruturas do tipo "hummocky", concentrações de minerais pesados e icnofácies do tipo "Skolithus". No entanto, a presença de pelitos com elevado conteúdo em matéria orgânica e sulfuretos (pirite) sugere paleoambientes restritos caracterizados por condições de baixa oxigenação. Esta aparente incompatibilidade ambiental pode ser eventualmente explicada por condições pós-glaciais, uma vez que estas podem ser importantes na definição de ambientes anóxicos (Fig.1).

A FA é interpretada como uma sucessão condensada transgressiva de pelitos negros grafitosos com sulfuretos que são associados a deposição em condições euxínicas. Estes ambientes, impróprios para a vida bentónica e com acarreios detríticos reduzidos, colocam problemas delicados de interpretação, particularmente, devido á sua extensão e continuidade geográfica, bem como á sua persistência durante um período de tempo relativamente longo. BISNET & HECKEL (1996) sugerem que estes sedimentos (xistos negros) possam ser originados a partir da acumulação lenta em ambiente protegido anóxico durante um longo período do tempo, localizado imediatamente abaixo duma rampa ou pequeno talude, em zona de "offshore", entre a plataforma interna e a externa. Nestas condições poderia haver uma estratificação de àguas marinhas, com um corpo de água superior oxigenada, com desenvolvimento de plancton que se sobrepunha a um corpo inferior anóxico ou suficientemente pobre em oxigénio para interditar a vida sobre o fundo, favorecendo assim, a acumulação e conservação de matéria orgânica. A sucessão terrígena da FC é constituída por litofácies que reflectem na base ambientes de alta energia, evidenciados pela presença de barras quartzo-areníticas, que passam verticalmente a ambientes de menor energia (litofácies pelíticas). Nas zonas mais distais e profundas, a presença de pelitos grafitosos sugere a deposição em ambientes anóxicos com acarreios abundantes de matéria orgânica. Esta evolução parece indicar passagem de deposição de

"offshore" interno para "offshore" externo na plataforma gondwânica. A FCL corresponde a uma unidade pelítica depositada eventualmente num período de máxima transgressão, uma vez que está posicionada entre as litologias transgressivas do topo da FC e o começo da sequência regresssiva que constitui a FBS. É interpretada como depositada num ambiente anóxico similar da FA. As litofácies da FBS no seu conjunto sugerem, uma eventual passagem de ambiente de plataforma externa para plataforma litoral marinha. As características definidoras de "offshore" são as alternâncias, milimétricas a centimétricas, pelito-siltíticas e areníticas e as marcas de "shoreface" correspondem ás icnofácies, estratificação cruzada de baixo ângulo e "ripples marks". Ás litofácies bioturbadas estão associadas numerosas pistas fósseis, eventualmente, relacionadas com ambiente tranquilos confinados.

CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

A correlação estratigráfica estabelecida com as unidades previamente apresentadas por outros autores (DELGADO, 1908) e COOPER, 1980) no sinforma Dornes-Amêndoa-Carvoeiro está representado em síntese no Quadro I. Ampelitos datados do Silúrico inferior foram, também encontrados no flanco NE do sinclinal do Buçaco, na Formação de Sazes (PARIS, 1981) e em Valongo (OLIVEIRA *et al.*, 1992), bem como noutros locais da ZCI de Portugal e Espanha. Ainda parece ser possível correlacionar a FBS com os quartzitos do topo da Serra de S. Mamede, datados do Devónico inferior (MELLADO & THADEU, 1947) e com a Formação de Sobrado, em Valongo (OLIVEIRA *et al.*, 1992).

Quadro I
Conparação entre as unidades estabelecidas neste estudo com esquemas estratigráficos anteriores

DELGADO (1908)	COOPER (1980)	ROMÃO et al. (1988)
Grés Superiores	Fm. de Serra da Mendeira Fm. de Vale de Serrão	Fm. de Bando dos Santos
Xistos com Nódulos	Fm. de Foz da Sertã	Fm. de Chão de Lopes
Camadas Culminantes		Fm. de Castelo
		Fm. de Aboboreira
	Fm. de Vale da Ursa	Fm. de Vale da Ursa

AGRADECIMENTOS: Os autores desejam expressar o agradecimento aos colegas Gutiérrez Marco (IGE), Le Menn (Univ. Brest) e J. M. Piçarra (IGM) a identificação dos fósseis e os esclarecimentos e comentários biostratigráficos. Parte deste estudo está integrado no Projecto 061/BO(ICCTI/EF).

BIBLIOGRAFIA

BISNET, A. & HECKEL, F. (1996)-Sequence stratigraphy helps to distinguish offshore from nearshore black shales in the Midcontinent Pennsylvanian sucession. In Witzke, Ludvigson & Day (Eds) Palaeozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton: Boulder, Colorado. *Geol. Soc. Amer.*, 306: pp. 341-350.

COOPER, A. (1980)-The Stratigraphy and Palaeontology of the Ordovician to Devonian rocks of the area North of Dornes (near Figueiró dos Vinhos), central Portugal. *P. H. Thesis*, University of Sheffield. 378 p.

DELGADO, N. (1908)-Système silurique du Portugal. *Mém. Com. Serv. Geol. Portugal*. 245 p.

MELLADO, M. & THADEU, D. (1947)-Trilobites do Devónico inferior português. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 28: pp.265-296.

PARIS (1981)-Les chitinozoaires dans les Palaeózoique du SW de L'Europe. *Mém. Soc. Géol. Min. Bret.*, 26. 412 p.

OLIVEIRA, J.; PEREIRA, E.; PIÇARRA, J.; YOUNG, T. & ROMANO, M. (1992)-O Paleozóico inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: *Gutiérrez Marco, Saavedra & Rábano* (Eds): Paleozóico inferior de Ibero-América. Univ. da Extremadura, pp. 359-375.

ROMÃO, J. (em preparação)- Investigação Tectono-Estratigráfica de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ibérica (ZCI), e as suas relações com a Zona Ossa Morena (ZOM).

ROMÃO, J. & RIBEIRO, A. (1995)-Estudo estrutural da região de Mação. *1ª Conf. Anual do GGET* (Resumos).

ROMÃO, J.; BRANDÃO DA SILVA, J. & RIBEIRO, A. (1997)-Esboço da carta estrutural da região de Mação-Sardoal e algumas considerações sobre a evolução geodinâmica. *XIV Reun. de Geol. do Oeste Peninsular.*, pp. 209-214.

ROMÃO, J. &. OLIVEIRA, J. (1997)-Geoquímica dos diamictitos glaciomarinhos da Formação de Casal Carvalhal na estrutura sinclinal Amêndoa-Carvoeiro. *XIV Reun. Geol. do Oeste Peninsular.*, pp. 215-216.

YOUNG (1988)-The lithostratigraphy of the upper Ordovician of central Portugal. *Jour. Geol. Soc. London*, 145: pp. 377-392.

Novos dados sobre a idade da sucessão Silúrico-Devónica do Sinclinal de Terena, na região de Barrancos. Implicações geodinâmicas.

J. M. PIÇARRA* Z. PEREIRA** & J. T. OLIVEIRA***

Palavras-chave: Bioestratigrafia, Silúrico, Devónico, Orogenia Varisca, Barrancos

Resumo: Investigações bioestratigráficas recentes na sequência litoestratigráfica Silúrico-Devónica do sinclinal de Terena, na região de Barrancos, evidenciam que as Formações dos Xistos Raiados, Russianas e Terena são todas do Devónico inferior, mostrando ter havido passagem gradual de umas unidades para as outras. Estes dados põem em causa a existência de uma discordância entre a Formação de Terena e as outras unidades e questionam a idade do primeiro episódio compressivo do Orogeno Varisco, antes considerado do Devónico Médio.

Key-Words: Biostratigraphy, Silurian, Devonian, Variscan Orogen, Barrancos.

Abstract: Recent biostratigraphic research on the Silurian to Devonian lithostratigraphic sequence of Barrancos region indicate that the Xistos Raiados, Russianas and Terena Formations are all of Lower Devonian age. This suggests sedimentary interference among these units and question the existence of an unconformity between the Terena Formation and the other units, as previously accepted. These data also introduce some doubts about the first compressive episode of the Variscain Orogen, traditionally considered of Middle Devonian age.

Investigações bioestratigráficas recentes, com base em associações de graptólitos e esporos, na sequência litoestratigráfica silúrico-devónica do sinclinal de Terena, na região de Barrancos, forneceram novos dados sobre a idade das formações, os quais, complementados com informações anteriores (Perdigão et al., 1982; Oliveira *et al.*, 1991; Oliveira *et al.*, 1993; Piçarra *et al.*, 1996; Pereira, 1997; Gutierrez Marco *et al.*, 1998), assumem particular relevo para a interpretação da história geológica da bacia sedimentar. A análise de secções estratigráficas seleccionadas, de ocidente para oriente, desde o flanco ocidental do sinclinal até à região das Russianas, proporcionou as seguintes conclusões:

- No flanco ocidental do sinclinal (região da Contenda) há passagem gradual entre o topo da Formação dos Xistos com Nódulos, datado do Ludloviano médio, e a Formação dos Xistos Raiados, com idade compreendida entre o Ludloviano médio e o Lochkoviano basal.
Por sua vez, a base da Formação de Terena forneceu esporos do Lochkoviano inferior, parecendo assim não haver ruptura sedimentar ou lacuna entre esta unidade e a Formação dos Xistos Raiados subjacentes. De salientar a presença de olistolitos da Formação dos Xistos com Nódulos intercalados nos níveis turbidíticos basais da Formação de Terena.

- No flanco oriental do sinclinal (região das Mercês) verifica-se situação semelhante à descrita no ponto anterior. Além disso, neste local ocorrem, intercalados nos primeiros níveis turbidíticos da Formação de Terena, xistos laminados e quartzitos finamente estratificados com características idênticas às litologias da Formação dos Xistos Raiados, sugerindo interdigitação entre as duas unidades.

- Perto de Barrancos, informação proveniente de um corte na estrada Barrancos-Amareleja, complementada com outros dados pontuais obtidos ao longo da mesma estrada, evidencia que o topo da Formação dos Xistos Raiados atinge o Praguiano superior. De notar a presença de clastos da Formação de Xistos com Nódulos, de dimensões centimétricas a decimétricas, dispersos na parte superior desta unidade.

- Na região do Monte da Russianas verifica-se passagem gradual entre a Formação dos Xistos Raiados e a Formação das Russianas. A base desta última data do Praguiano inferior e o seu topo atinge o Emsiano (de acordo com informação fornecida por faunas de braquiópodes, estudadas por Racheboeuf e Robardet, 1986).

* Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Rua Frei Amador Arrais, 39, 7800 Beja
** Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Rua da Amieira, 4465 S. Mamede Infesta
*** Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Estrada da Portela, Zambujal, 2720 Alfragide

Tendo em consideração os dados bioestratigráficos e as características litológicas das unidades presentes é possível traçar as linhas gerais da evolução da bacia sedimentar na região de Barrancos. Assim:

- No Silúrico, até ao Ludloviano médio, a bacia manteve-se relativamente estável, com sedimentação euxinica (xistos negros e liditos) bastante condensada (80 m).

- A partir do Ludloviano médio até ao Lochkoviano inferior verifica-se mudança nas condições de sedimentação, que passa a ter características detriticas finamente estratificadas (Formação dos Xistos Raiados) com abandono progressivo das condições redutoras.

- No Lochkoviano inferior inicia-se a subsidência, com deposição dos primeiros sedimentos turbidíticos profundos. Esta subsidência não parece ter provocado grande instabilidade crustal, uma vez que não existe lacuna significativa no registo sedimentar entre as Formações dos Xistos Raiados e de Terena. A presença de olistólitos da Formação Xistos com Nódulos intercalados nos níveis basais desta última unidade sugere, contudo, a existência de escorregamentos gravitacionais contemporâneos da sedimentação turbidítica. Este tipo de sedimentação continuou até ao Emsiano superior, verificando-se, contudo, que no flanco oriental do sinclinal houve interdigitação com os xistos finamente estratificados da Formação dos Xistos Raiados, até ao Praguiano superior. Este facto indica progradação da sedimentação turbidítica para leste (coordenadas actuais). A presença de pequenos clastos da Formação dos Xistos com Nódulos dispersos nos níveis superiores da Formação dos Xistos Raiados, datados do Praguiano superior, sugere também escorregamentos gravitacionais contemporâneos da sedimentação.

- Por sua vez parece também haver progradação gradual, com interdigitação, entre os sedimentos da Formação Xistos Raiados e os sedimentos finamente estratificados, com passagens de calcarenitos, da Formação das Russianas. Estes são ricos em fósseis bentónicos (braquiópodes, trilobites, corais, espongiários, etc) que sugerem sedimentação mais superficial, a qual provavelmente terá tido lugar numa plataforma externa situada algures na região a leste do sinclinal de Terena.

- Estes dados assumem também importância na perspectiva da interpretação da estrutura tectónica regional, já que questionam o caracter sin-orogénico da sedimentação turbidítica, bem como indicam a ausência de uma discordância associada a compressão orogénica, contrariamente ao que era anteriormente aceite (Perdigão *et al.*, 1982; Ribeiro *et al.*, 1990). Eles constituem também uma contribuição importante para se precisar o estilo estrutural local, caracterizado pelo empilhamento de sucessivas escamas tectónicas vergentes para leste, contemporâneas da xistosidade regional.

BIBLIOGRAFIA

GUTIERREZ MARCO, J.C., ROBARDET, M. & PIÇARRA, J.M., 1998 – Silurian stratigraphy and palaeogeography of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). Proceedings 6th International Graptolite Conference (GWG-IPA) & 1998 Field Meeting, IUGS Subcomission on Silurian Stratigraphy (J.C. Gutièrrez-Marco & I. Rábano, eds.). *Temas Geológico-Mineiros* ITGE, 23: 13-44.

OLIVEIRA, J.T. OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J.M., 1991- Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa morena, em Portugal: síntese critica do estado actual dos conhecimentos. *Comun. Serv. geol. Portg.*, 77: 3-26.

OLIVEIRA, J.T., PIÇARRA, J., CUNHA, T.A. & PEREIRA, Z., 1993 - Graptolites and Palinomorphs from the Silurian to Lower Devonian stratigraphic sequence of Barrancos region, South Portugal. Com. XIII Reunião de Geol. do Oeste Peninsular., 2, 105.

PERDIGÃO, J., OLIVEIRA, J.T. & RIBEIRO, A. 1982 - Notícia Explicativa da folha 44-B (Barrancos). Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

PEREIRA, Z., 1997 – Estudo palinoestratigráfico da região de Barrancos: Resultados preliminares. *Relatório Interno do Instituto Geológico e Mineiro* (Inédito).

PIÇARRA, J.M., 1996 – Nota sobre a descoberta de graptólitos do Devónico inferior da Formação de Terena, em Barrancos (Zona de Ossa Morena). In: ARAUJO, A & PEREIRA, F. eds: Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico). Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. Évora, 27-36.

RACHEBOEUF, P.R. & ROBARDET, M., 1986 – Le Pridoli et le Dévonien inferieur de la Zone d'Ossa Morena (Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique). Ètude des Brachiopodes. *Geologica et Palaeontologica*, 20:11-37.

RIBEIRO, QUESADA, C. & DALLMEYER, R.D., 1990 – Geodynamic evolution of the Iberian Massif. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, R.D. Dallmeyer e E Martinez Garcia (eds), 399-409.

Palinomorfos do Devónico Inferior da região de Barrancos (Zona de Ossa Morena)

Z. PEREIRA*, J. M. PIÇARRA** & J. T. OLIVEIRA***

Palavras-chave: Esporos, Devónico inferior, Barrancos, Zona de Ossa Morena

Resumo: Desde há muito tempo que a sucessão estratigráfica da região de Barrancos tem sido considerada uma referência para compreender a geologia do Paleozóico da Zona de Ossa Morena. A sucessão é composta por sedimentos terrigenos com idade do Câmbrico ao Ordovícico, um intervalo de xistos negros/liditos do Silúrico, um episódio carbonatado de idade Devónico inferior e uma unidade flyschoide, pobremente datada, também do Devónico inferior. Investigação palinológica recente demonstrou a ocorrência de esporos do Devónico inferior, em três unidades distintas (Formações Xistos Raiados, Russianas e Terena). Estes resultados permitiram refinar as datações anteriormente efectuadas com base em macrofósseis e demonstraram ser de particular importância para as reconstituições estruturais e paleogeográficas.

Key-Words: Spores, Lower Devonian, Barrancos, Ossa Morena Zone

Abstract: Since long time the stratigraphic succession of Barrancos region has been considered as a reference for the understanding of the Palaeozoic geology of the Ossa Morena Zone. The succession is composed of Cambrian to Ordovician terrigenous sediments, a black shale/lidite interval of Silurian age, a thin bedded carbonate episode of Lower Devonian age and a poorly dated flyschoid unit. Recent palynonogical research demonstrated the occurrence of Lower Devonian spores, in three distinct lithostratigraphical units ("Xistos Raiados", "Russianas" and "Terena" Formations).
These results help to refine previous dating based on macrofossils and prove to be of fundamental importance for the structural interpretation and the paleogeographic reconstruction.

INTRODUÇÃO

O Sector de Barrancos pertence à subzona ou Sector de Estremoz-Barrancos (Carvalho *et al.*, 1971; Oliveira *et al.*, 1991) da Zona de Ossa Morena. As bases da sequência estratigráfica deste sector foram inicialmente definidas por Delgado (1908) e posteriormente, modificadas por Perdigão *et al.* (1982) e Oliveira *et al.* (1991). Dos trabalhos referidos resulta a identificação no Sector de Barrancos de várias unidades estratigráficas, da base para o topo: Formação de Fatuquedo, Formação de Ossa, Formação de Barrancos, Formação dos Xistos com *Phyllodocites*, Formação de Colorada, Formação dos Xistos com Nódulos, Formação dos Xistos Raiados, Formação de Russianas e Formação de Terena (Perdigão *et al.*, 1982; Oliveira *et al.*, 1992). A idade das formações está compreendida entre o Câmbrico superior (?) e o Devónico superior(?) (Oliveira *et al.*, 1992).

O presente trabalho teve como objectivo a investigação do conteúdo palinológico das unidades mais recentes, nomeadamente as Formação dos Xistos Raiados, Formação de Russianas e Formação de Terena.
A Formação dos Xistos Raiados é caracterizada por uma alternância milimétrica de xistos escuros e psamitos com passagens centimétricas de quartzitos finos evidenciando frequentemente estratificação entrecruzada e bioturbação. Esta unidade foi considerada do Venloquiano a Ludloviano inferior (Delgado, 1908, Perdigão *et al.*, 1982), no entanto, mais recentemente admite-se uma idade do Silúrico superior (Ludloviano-Pridoliano) podendo mesmo atingir o Devónico inferior (Oliveira *et al.*, 1991).
A Formação das Russianas é constituída por xistos argilosos com leitos de calcários detriticos, por vezes brechóides na base, passando a xistos argilosos cinzentos, por vezes micáceos e psamitos. Nos calcarenitos encontram-se restos de fósseis de crinóides, polipeiros e briozoários, atribuídos ao Lochkoviano? (Costa, 1931).Os xistos forneceram fósseis de trilobites e braquiópodes do intervalo Praguiano a Emsiano médio (Perdigão *et al.*, 1982).
A Formação de Terena é constituída por uma sequência turbidítica formada por alternâncias de pelitos e grauvaques, com alguns conglomerados intercalados. Esta unidade tem sido considerada como assentando discordantemente sobre a Formação dos Xistos com Nódulos ou sobre a Formação dos Xistos Raiados. A respectiva idade tem sido atribuída ao Devónico inferior (Delgado, 1908; Teixeira, 1951; Perdigão, 1967), ao Carbonífero inferior (Pfefferkorn, 1968, Schermerhorn, 1971) ou ao Devónico superior (Perdigão *et al.*, 1982).

* Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Rua da Amieira, 4465 S. Mamede Infesta
** Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Rua Frei Amador Arrais, 39, 7800 Beja
*** Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Estrada da Portela, Zambujal, 2720 Alfragide

PALINOESTRATIGRAFIA

Tendo em vista o estudo palinoestratigráfico das Formações dos Xistos Raiados, Russianas e Terena, foram colhidas 109 amostras nos principais cortes e afloramentos da região de Barrancos (Figura 1, 1-7). As amostras para investigação palinológica foram tratadas por métodos normalizados que têm como finalidade a destruição da fase mineral, limpeza e oxidação dos palinomorfos, para observação e estudo microscópico. A colecção de lâminas encontra-se arquivada no IGM - Departamento de Geologia em S. Mamede Infesta.
As associações de palinomorfos encontradas pertencem às Biozonas de esporos *Verrucosisporites polygonalis - Dictyotriletes emsiensis* (Biozona PE) e *Emphanisporites annulatus - Camarozonotriletes sextantii* (Biozona AS) do Devónico inferior (Figura 2).

A **Formação das Russianas**, amostrada no corte do caminho das Russianas (1), forneceu esporos assinalados à Biozona PE, do Praguiano superior.
Foram identificadas as espécies *Apiculiretusispora plicata, Archaeozonotriletes chulus*; *Brochotriletes* sp.; *Clivosispora verrucata, Cymbosporites proteus, Densosporites* sp., *Dictyotriletes emsiensis*; *D. subgranifer, Emphanisporites microornatus, E. multicostatus, E. negletus, E. rotatus, Punctatisporites* sp., *Retusotriletes abundo, R. actinomorphus, R. triangulatus* e *R. warringtonii*.
A **Formação dos Xistos Raiados**, bem exposta em várias secções, foi pormenorizadamente amostrada ao longo do corte da estrada St° Aleixo-Barrancos, Km 101 a 104 (2). Esta unidade apresenta associações de palinomorfos muito diversificadas, onde se observam as espécies mais características da Biozona PE. A presença das espécies *Camarozonotriletes* sp. e *Dictyotriletes canadiensis* permite identificar a parte superior da Biozona PE, correspondendo ao limite Pragiano/Emsiano.
Os dados palinoestratigráficos obtidos na **Formação de Terena** permitiram demonstrar que, na base desta unidade, as associações de esporos recuperadas no corte da Contenda (3), no flanco ocidental do sinclinal de Terena, sugerem uma idade do Lochkoviano?. As associações compreendem *Ambitisporites avitus, Archaeozonotriletes chulus*; *Brochotriletes* sp. e *R. warringtonii*. A Biozona de esporos PE, de idade Praguiano, foi identificada no corte da estrada St°Aleixo/Barrancos (4) e no corte do Rio Murtega (5). As associações de esporos apresentam-se menos diversificadas, comparativamente ás associações da mesma idade recuperadas nas Formações Russianas e Xistos Raiados. O limite Praguiano/Emsiano foi identificado no corte da Estrada Amareleja/Barrancos, Km 48 a 49 (6).

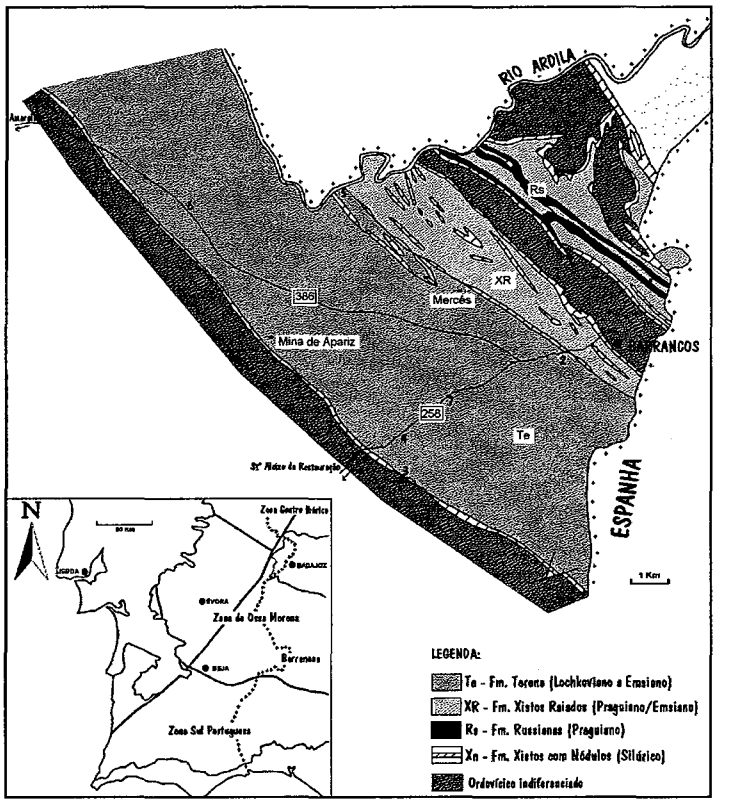


Figura 1. Mapa Geológico da região de Barrancos.

Na parte central do sinclinal de Terena, na Estrada St° Aleixo/Barrancos, Km 96 a 97 (7), as associações de palinomorfos analisadas indicam idade mais alta, correspondendo à Biozona AS. Esta determinação baseou-se na primeira ocorrência das espécies index *Emphanisporites annulatus* e *Camarozonotriletes sextantii*, que marcam o limite inferior da Biozona AS, de idade Emsiano. Completam a associação as espécies comuns da biozona PE precedente. Um pouco acima da base da Biozona AS surgem pela primeira vez, *Apiculatasporites microconus, Apiculiretusispora brandtii, A. arenorugosa, Dibolisporites echinaceus, Dibolisporites* sp e *Verruciretusispora dubia*. A parte superior da Biozona AS é identificada pela presença de *Apiculiretusispora gaspiensis e Grandispora* sp. Esta associação é marcada por pequena diversidade onde domina, destacadamente, o género *Apiculatiretusispora* spp.

Da conjugação destes dados resulta o escalonamento da idade da Formação de Terena entre o Lochkoviano? e o Emsiano médio. Associados aos esporos característicos das biozonas identificadas ocorrem, frequentemente, acritarcas de idade Silúrico a Devónico inferior, algas (*Tasmanites* sp.; *Muraticavea* sp.), quitinozoários, escolecodontes e sículas, e restos de periderme de graptólitos. De salientar a presença de diversos esporos remobilizados, de idades compreendidas entre o Silúrico superior (Ludloviano/Pridoliano) nas Formações de Xistos Raiados e Russianas, e o Devónico inferior (Lochkoviano), na parte mais alta da Formação de Terena. Dos acritarcas mais comuns nas associações destacam-se as espécies *Dictyotidium* sp., e do grupo das Prasinophytas merece destaque, pela abundância, a presença de *Tasmanites* sp.

CONCLUSÕES

A ocorrência de fósseis de graptólitos e palinomorfos forneceu novos dados relativos à idade das formações silúrico-devónicas da região de Barrancos. Estes resultados permitiram refinar as datações anteriormente efectuadas com base em macrofósseis e demonstraram ser de particular importância para as reconstituições estruturais e paleogeográficas.
Assim, a Formação de Russianas com base em esporos, possui idade do **Praguiano superior**, o que confirma a anterior datação efectuada por Perdigão *et al.*, 1982, com base em fósseis de trilobites e braquiópodes (Praguiano a Emsiano médio).
Os dados obtidos a partir das amostras estudadas na Formação dos Xistos Raiados mostram associações com idade proximo do limite **Praguiano/Emsiano**. Contudo, tendo em consideração, a distribuição desta unidade em toda a bacia, existe a possibilidade dela poder atingir Ludloviano superior a Lochkoviano. A Formação de Terena possui uma idade, com base em palinomorfos, escalonada entre o **Lochkoviano** e o **Emsiano** (Piçarra *et al.*, neste congresso). A idade do Lochkoviano foi recentemente apontada por Piçarra (1998) com base em graptólitos e confirmada com esporos. Exclui-se, deste modo, a possibilidade de esta unidade datar do Carbonífero inferior (Pfefferkorn, 1968, Schermerhorn, 1971) ou mesmo do Devónico superior (Perdigão *et al.*, 1982).

BIBLIOGRAFIA

CARVALHO, D., GOINHAS, J., OLIVEIRA, V. & RIBEIRO, A., 1971 - Observações sobre a Geologia do Sul de Portugal e consequências metalogenéticas. *Estud. Notas Trab. Serv. Fom. min.*, 20, 1/2: 153-199.

COSTA, C., 1931 - O Paleozóico Português (síntese e crítica). Dissert. Dout. *Sec. Hist.- Nat. Fac. Ciên. Univ. Porto.*

DELGADO, J. F. N., 1908 - Systéme Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Mem. Serv. geol. Portg.*, 72, 1/2: 129-135.

OLIVEIRA, J.T. OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J.M., 1991- Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa morena, em Portugal: síntese critica do estado actual dos conhecimentos. *Comun. Serv. geol. Portg.*, 77: 3-26.

OLIVEIRA, J.T., PIÇARRA, J., CUNHA, T.A. & PEREIRA, Z., 1993 - Graptolites and Palinomorphs from the Silurian to Lower Devonian stratigraphic sequence of Barrancos region, South Portugal. Com. XIII Reunião de Geol. do Oeste Peninsular., 2, p. 105.

PERDIGÃO, J.,1967 - Estudos geológicos na pedreira do Mestre André (Barrancos). *Comun. Serv. geol. Portg.*, 52: 55-64.

PERDIGÃO, J., OLIVEIRA, J.T. & RIBEIRO, A. 1982 - Notícia Explicativa da folha 44-B (Barrancos). Serv Geol de Portugal. Lx.

PIÇARRA, J.M.,1998. First Devonian graptolites from Portrugal. Proceedings 6th International Graptolite Conference (GWG-IPA) & 1998 Field Meeting, IUGS Subcomission on Silurian Stratigraphy (J.C. Gutièrrez-Marco & I. Rábano, eds.). *Temas Geológico-Mineiros* ITGE, 23: 242-243.

PFEFFERKORN, H., 1968 - Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal). *Munster Forsch. Geol. Palaontol.* 9, 943 pp. (Thesis).

RICHARDSON, J.B. & MC GREGOR, D.C., 1986 - Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstones Continent and adjacent regions. *Geol. Surv. Canada Bull.*, 364: 1-79.

SCHERMERHORN, L.J.G., 1971 - An outline stratigraphy od the Iberian Pyrite Belt. *Bol. geol. min.*, 82,3/4: 239-268.

TEIXEIRA, 1951 - Notas sobre a Geologia da região de Barrancos, e em especial sobre a sua flora de Psilofitíneas. *Comun. Serv. geol. Portg.*, 32 (1): 75-84.

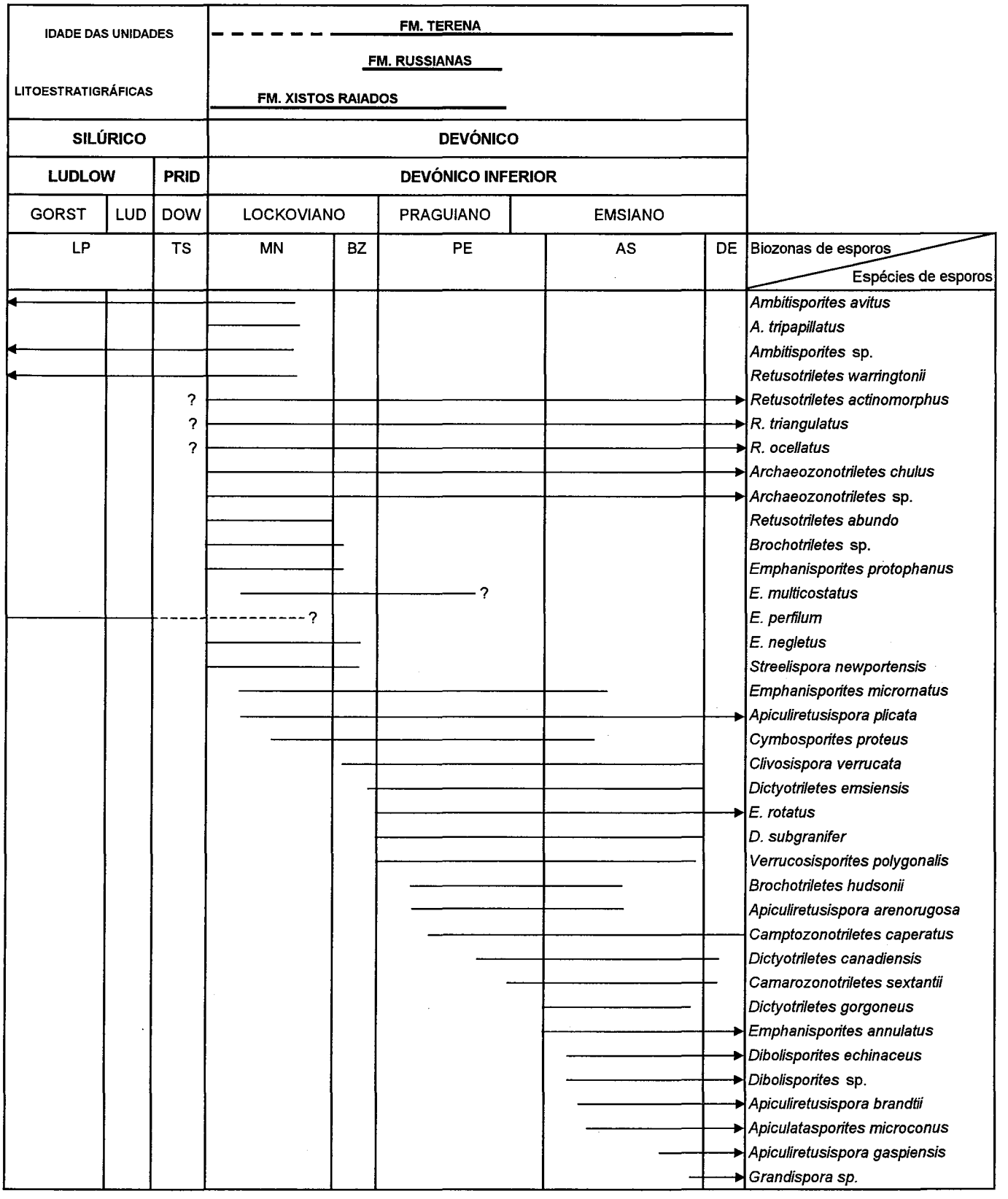


Figura 2. Zonação dos esporos do Devónico inferior (adapt. Richardson & McGregor, 1986) e distribuição estratigráfica das espécies identificadas na região de Barrancos.

Modelo deposicional da Bacia Carbonífera do Douro na região de Sete Casais (Sector NW do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão)

A. PINTO DE JESUS * & M. J. LEMOS DE SOUSA *

Palavras-chave: Carbonífero; Estefaniano C inferior; Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão; Bacia Carbonífera do Douro; Unidades tectonossedimentares; Modelo deposicional.

Resumo: Estudos recentes sobre a série da Bacia Carbonífera do Douro (Estefaniano C inferior) presente no Afloramento Carbonífero de Sete Casais (Sector Noroeste do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão) permitiram estabelecer os modelos deposicionais responsáveis pela estruturação sedimentar presente, bem assim como avaliar a variação das condições tectónicas que condicionaram a referida estruturação sedimentar.

Key-words: Carboniferous; lower Stephanian C; Douro-Beira Carboniferous Trough; Douro Basin; Tectosedimentary unit; Depositional system.

Abstract: Recent field work on the Douro Basin (lower Stephanian C) outcrop of Sete Casais (Northwest sector of the Douro-Beira Carboniferous Trough), leads to define the depositional system for the stratigraphic record recognized in relation with major tectonic controls of sedimentation.

INTRODUÇÃO E ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

No decurso dos trabalhos de campo de revisão cartográfica e de investigação estratigráfica e estrutural de pormenor da Bacia Carbonífera do Douro (BCD), fizemos o levantamento do Afloramento Carbonífero de Sete Casais (Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão [SCDB], NW de Portugal) (Fig. 1). O referido afloramento situa-se cerca de 400m a S do marco do km 15 da EN208, que liga Valongo a Ermesinde, nos taludes de um caminho que intersecta a referida estrada do lado Este.

Através do levantamento geológico do Afloramento Carbonífero de Sete Casais, determinamos a existência de duas séries com estruturação sedimentar distinta, assim como, presumivelmente, com idades diferentes (Pinto de Jesus & Lemos de Sousa 1998), ambas pertencendo ao Carbonífero de fácies continental depositado no SCDB.

Na folha 9-C (Porto) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000 (Costa & Teixeira 1957) o afloramento estudado encontra-se abrangido pela legenda H_a^3 (Estefaniano B-C), fazendo parte da BCD à qual, com base paleontológica, entretanto se atribuiu a idade Estefaniano C inferior (Wagner & Lemos de Sousa 1983).

Faz-se, porém, notar que na Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000 (Oliveira et al. 1992) o referido afloramento está considerado sob a legenda H_{PM}, correspondente à Formação de S. Pedro-Mioma, cuja idade é atribuída, seguramente por lapso, ao Estefaniano inferior. O mesmo se passa na folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000 (Ribeiro & Pereira 1992) em que o afloramento se encontra cartografado sob a rubrica Mi – Unidade de S. Pedro Fins-Midões.

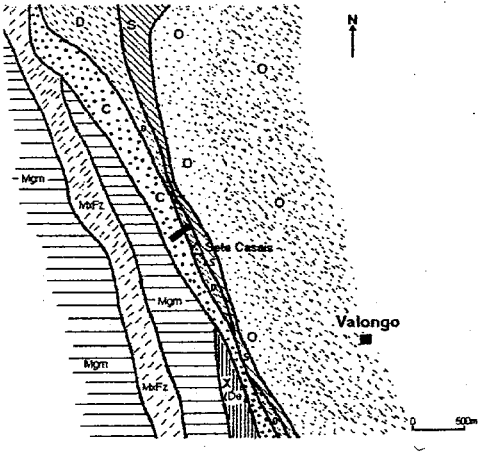


Fig. 1. Enquadramento geológico e posicionamento geográfico do Afloramento Carbonífero de Sete Casais. O afloramento estudado está representado por uma banda a negro. Adaptado e modificado de Costa & Teixeira (1957) Ribeiro & Pereira (1992) e Fernandes et al. (1998).
C - Carbonífero; D - Devónico; S - Silúrico; O - Ordovícico; X(De) - Complexo Xisto-grauváquico (Fm. Desejosa); Mgm - Micaxistos, gnaisses, migmatitos; MxFz - Xistos de Fânzeres.

* Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto e Centro de Geologia da Universidade do Porto. Praça de Gomes Teixeira, 4050 Porto.

DESCRIÇÃO SUMÁRIA DO AFLORAMENTO

No afloramento distinguem-se duas séries (Pinto de Jesus & Lemos de Sousa 1998), ambas pertencentes ao Carbonífero de fácies continental, as quais se encontram separadas por um contacto estratigráfico constituído por uma discordância angular erosiva (Vera Torres 1994), dado a série inferior se encontrar dobrada e, outrossim, por o referido contacto evidenciar ondulações resultantes da erosão. No entanto, apenas a série superior foi considerada no nosso anterior trabalho como estefaniana e, por isso, como pertencente à BCD.

A série carbonífera, correlacionável com o Estefaniano C inferior da BCD, única tratada no presente trabalho, inicia-se com uma brecha polimítica que assenta sobre a descontinuidade angular erosiva que delimita superiormente a série carbonífera anterior ao Estefaniano C inferior (Pinto de Jesus & Lemos de Sousa 1998). As litologias que se encontram presentes nos corpos sedimentares que, neste sector, constituem a BCD, englobam brechas, conglomerados, microconglomerados, arenitos e xistos, conjunto este que patenteia a possança de cerca de 35 m. A atitude geral da estratificação é N68°W/72°NE. O tecto desta série é cortado pelo cavalgamento do Silúrico sobre o Carbonífero, cuja atitude é N36°W/44°NE.

REGISTO ESTRATIGRÁFICO E MODELO DEPOSICIONAL

Elaboramos o registo estratigráfico (Fig. 2) com base na codificação de litofácies de Miall (1996), cujos códigos utilizados, assim como a respectiva interpretação, constam do quadro 1. De acordo com o registo estratigráfico referido e, tendo como base a estruturação sedimentar e a variação do respectivo controlo tectónico, estabelecemos as seguintes unidades tectonossedimentares[1] (Megias 1982): UTS A_1, UTS A_2 e UTS C (Pinto de Jesus in prep.), as quais se encontram, igualmente, representadas na Fig. 2.

Quadro 1. Codificação de litofácies utilizada neste trabalho (adaptado de Miall 1996)

Código	Litofácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gmm	Brecha matriz-suportada com textura maciça	Granosselecção incipiente	Depósito por *debris flow* plástico
Gmmf[2]	Brecha matriz-suportada com textura maciça e com clastos pequenos	Ausentes	Depósito por *debris flow* plástico
Gcm	Brecha clasto-suportada	Ausentes	Depósito por *debris flow* pseudoplástico
Gh	Conglomerado clasto-suportado	Estratificação horizontal; Imbricação de clastos; Estratificação incipiente	Depósitos em barras longitudinais junto ao leito; Depósitos aprisionados (*lag deposits*)
Gt	Conglomerado estratificado	Estratificação cruzada de canal	Preenchimento de canais
Gp	Conglomerado estratificado	Estratificação planar	Depósitos em barras transversais
St	Areia fina a muito grosseira, podendo conter seixos	Estratificação cruzada de canal	Depósitos de dunas linguóides com crista sinuosa
Sr	Areia fina a muito grosseira	Laminação cruzada tipo *ripple*	Estruturação de *ripples* (regime de baixa energia hidráulica)
Fl	Areia, silte, argila	Laminação fina; Laminação *ripple* de pequena escala	Depósitos de planície de inundação (*overbank*) ou em canais abandonados

UTS A_1

A litofácies Gcm, presente na base da série, corresponde a uma brecha polimítica cuja posição estratigráfica a correlaciona com a base da BCD, facto este corroborado em referências anteriores (Teixeira 1954, Costa & Teixeira 1957). Esta litofácies apresenta uma textura clasto-suportada, com clastos, geralmente muito angulosos, constituídos por blocos de granito, migmatitos, gnaisses, turmalinitos, micaxistos com estaurolite, grauvaques, xistos, greisens e quartzo, sendo, assim, de admitir que sejam provenientes do quadrante W, isto é, das unidades Mgm e MxFz de Fernandes et al. (1998). O corpo sedimentar edificado pela litofácies Gcm, dadas as características de depósito de vertente que apresenta (Teixeira 1954, Lemos de Sousa 1978, Pinto de Jesus 1987), pressupõe actividade tectónica na margem ocidental da

[1] Embora no afloramento não seja visível o plano de descontinuidade que permite separar as unidades tectonossedimentares (UTS), o mesmo pode ser deduzido pela variação do controlo tectónico da sedimentação e respectiva estruturação sedimentar.

[2] Esta litofácies não consta das originalmente definidas por Miall (1996). Resulta da adaptação que fizemos da litofácies Gmm tendo em conta a granulometria inferior da presente litofácies e dada a necessidade que tivemos em codificar os depósitos que resultaram de fenómenos de solifluxão com "escoada de barro" (*mudflow*) e cujos clastos envolvidos possuem dimensão areia.

bacia. A associação da litofácies Gcm com as litofácies St e Fl, que se sobrepõem à primeira, levam-nos a concluir pela existência de um modelo deposicional estruturado em leque aluvial (Rust & Koster 1984), do tipo *fluvial braided* (Miall 1996), com progradação de NW para SE.

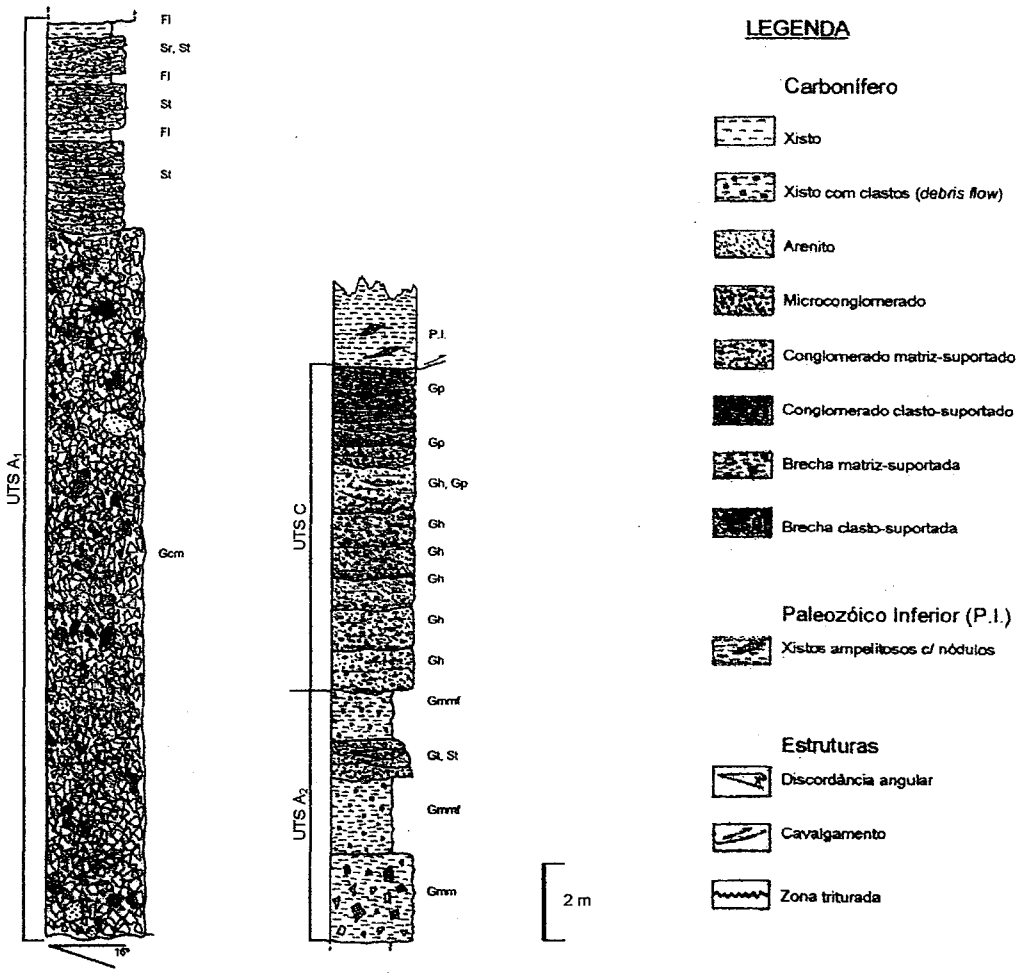


Fig. 2. Colunas estratigráficas relativas à BCD no sector de Sete Casais. A coluna da esquerda corresponde à UTS A_1 e, a coluna da direita, refere-se à UTS A_2 e à UTS C. Códigos de litofácies de acordo com o quadro 1.

UTS A_2

A associação e sequência de litofácies Gmm, Gmmf, Gt, St, Gmmf denuncia uma mudança no sistema deposicional, bem como uma variação nas condições tectónicas que controlavam a bacia. A ocorrência predominante de clastos de quartzito e de lidito na litofácies Gmm, assim como a não ocorrência das litologias referidas para os clastos presentes em Gcm, implicam uma activação tectónica da margem NE constituída pelo Paleozóico inferior do flanco inverso do Anticlinal de Valongo. Assim, o modelo deposicional correspondente a esta associação e respectiva sequência de litofácies permite deduzir uma estruturação em leque aluvial tipo *debris flow dominated* (Miall 1996), alimentado a partir do quadrante NE.

UTS C

A parte superior da série, constituída por corpos sedimentares formados a partir da associação de litofácies Gh e Gp (conglomerados matriz-suportados com matriz arenosa), são indicadoras de um sistema fluvial entrançado tipo *braided*

perene (Miall 1996), edificado sob regime hidráulico forte (Einsele 1992), e cujo sentido de escorrência não nos foi possível determinar com rigor, pese embora as poucas medidas de paleocorrentes (n=4) indicarem fluxo de N para S.

Em síntese e de acordo com o acima exposto, parece-nos que o modelo deposicional apresentado na Fig. 3 é o que melhor se adequa ao estado actual dos conhecimentos.

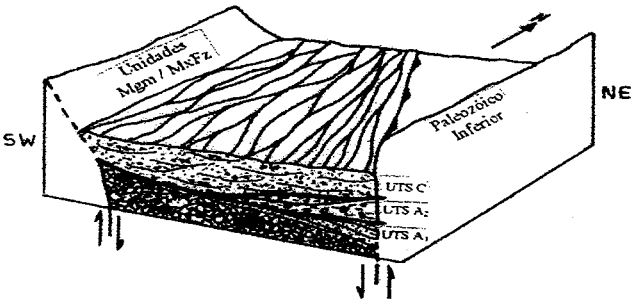


Fig. 3. Esquema relativo à estruturação das diversas UTS presentes na Bacia Carbonífera do Douro no sector de Sete Casais. Unidades Mgm e MxFz segundo Fernandes et al. (1998). Sem escala.

CONCLUSÕES

O modelo deposicional apresentado leva-nos a admitir estarmos na zona do fecho NW da BCD, cujo controlo tectónico na estruturação dos leques aluviais se deu em duas etapas sucessivas mas distintas. Após cessar a actividade tectónica na margem SW que condicionou a estruturação da UTS A_1, seguiu-se a reactivação da margem NE que controlou a deposição da UTS A_2. A subsequente formação de sistemas fluviais perenes tipo *braided* e com energia hidráulica elevada (UTS C), leva-nos a considerar a continuação do controlo tectónico da sedimentação mas em relação com o mergulho do eixo longitudinal da BCD (Pinto de Jesus in prep.).

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho integra-se nas actividades do projecto: "Modelo Genético e Evolutivo da Bacia Carbonífera do Douro" do Centro de Geologia da Universidade do Porto subsidiado pelo Programa de Financiamento Plurianual de Unidades de I & D (FCT).

Aos Professores António Ribeiro e Paulo Fonseca pelas sugestões sobre os aspectos tectónicos envolvidos neste trabalho. Ao Dr. Helder Chaminé, que nos acompanhou no reconhecimento litológico. Aos alunos da disciplina de Geologia de Portugal da FCUP que contribuiram com questões levantadas no decurso de trabalhos de campo.

REFERÊNCIAS

COSTA, J. C. & TEIXEIRA, C., 1957. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 9-C, Porto. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 38 pp.

EINSELE, G., 1992. Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget. Springer-Verlag. Berlin. 628 pp.

FERNANDES, J. P., CHAMINÉ, H. I. & BORGES, F. S., 1998. Considerações sobre o possível significado de marcadores cinemáticos na unidade dos xistos de Fânzeres (Porto, Portugal). *In*: H. I. Chaminé, A. Guerner Dias, M. A. Ribeiro & F. Sodré Borges (Coords), 4ª Conferência Anual GGET'98. *Geologos*. Porto, 2: 153-156.

LEMOS DE SOUSA, M. J., 1978. O Grau de incarbonização (*rang*) dos carvões durienses e as consequências genéticas, geológicas e estruturais que resultam do seu conhecimento. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 63: 179-365.

MEGIAS, A. G., 1982. Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas Congr.Latinoamer.Geol.* Argentina. Vol.1. p.385-401.

MIALL, A. D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag. Berlin. 582 pp.

OLIVEIRA, J. T., PEREIRA, E., RAMALHO, M., ANTUNES, M. T., & MONTEIRO, J. H. (Coords), 1992. Carta Geológica de Portugal, na escala 1/500 000. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

PINTO DE JESUS, A., 1987. Bassin Houiller du Douro (NW du Portugal). Stratigraphie et contrôle de la genèse et de l'évolution. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, 106: 209-217.

PINTO DE JESUS, A., in prep.. Modelo Genético e Evolutivo da Bacia Carbonífera do Douro. Faculdade de Ciências do Porto. Porto. (Tese de doutoramento).

PINTO DE JESUS, A. & LEMOS DE SOUSA, M. J., 1998. Notas sobre o Afloramento Carbonífero de Sete Casais (Sector NW do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão). *In*: H. I. Chaminé, A. Guerner Dias, M. A. Ribeiro & F. Sodré Borges (Coords), 4ª Conferência Anual GGET'98. *Geologos*, Porto, 2: 157-162.

RIBEIRO, A. & PEREIRA, E., 1992. Tectónica hercínica e pré-hercínica. *In*: E. Pereira (Coord.). Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000. Notícia explicativa da Folha 1. p.51-57. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

RIBEIRO A., PEREIRA, E. & DIAS, R., 1990. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. *In*: R.D. Dallmeyer & E. Martínez-Garcia (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag. Berlin. pp.220-236.

RUST, B. R. & KOSTER, E. H., 1984. Coarse alluvial deposits. *In*: R. G. Walker (Ed.). Facies Models. 2nd Ed. p.53-69. Geoscience Canada. Toronto.

TEIXEIRA, C., 1954. Notas sobre Geologia de Portugal. O Sistema Permo-Carbónico. Lisboa. 55 pp.

VERA TORRES, J. A., 1994. Estratigrafia. Principios y Métodos. Editorial Rueda. Madrid. 806 pp.

WAGNER, R. H. & LEMOS DE SOUSA, M. J., 1983. The Carboniferous Megafloras of Portugal - A revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. *In*: M. J. L. Sousa & J. T. Oliveira (Eds), The Carboniferous of Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 29: 127-152.

Petrologia orgânica do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa: estado da arte

L. P. MOÇO*, F. ROCHA**, Z. PEREIRA***, M. J. LEMOS DE SOUSA*, C. GOMES**& J. T. OLIVEIRA***

Palavras-chave: Zona Sul Portuguesa; Petrologia orgânica; Hidrocarbonetos; Migração; Mineralogia.

Resumo: Estudos de petrologia orgânica em luz normal reflectida e em fluorescência permitiram determinar o grau de maturação da matéria orgânica contida nas litologias pelíticas negras das formações aflorantes no Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa : Formação de Tercenas (substrato detrítico), Formação de Bordalete, Murração e Quebradas (Grupo da Carrapateira) e Formação da Brejeira (termo mais recente do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo). Confirma-se a inversão da maturação relativamente à lei de Hilt i.e. as formações superiores da série possuem maturação mais elevada que a das formações inferiores. Assinala-se a presença de hidrocarbonetos cuja génese é incompatível com o grau de maturação das litologias onde ocorrem. Apresenta-se um estudo mineralógico preliminar.

Key-words: South Portuguese Zone; Organic Petrology, Hydrocarbons; Migration; Mineralogy.

Abstract. Organic petrology investigations under reflected normal light and fluorescence permitted to delineate the organic maturation on the black shales lithologies of the formations outcropping in the Southwest Sector of the South Portuguese Zone: Tercenas Formation (detritic basement), Bordalete, Murração and Quebradas formations (Carrapateira Group) and Brejeira Formation (younger unit of the Baixo Alentejo Flysch Group) We confirmed the inversion of the maturation related to Hilt Law i.e. the upper formations of the series have higher maturation than the lower ones. We remark the presence of hydrocarbons whose genesis is incompatible with the maturation of lithologies where they occur. Preliminary mineralogical data is also presented.

INTRODUÇÃO

Este estudo respeita à matéria orgânica dispersa (MOD) nos metassedimentos aflorantes no Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa (ZSP). O estudo incidiu sobre amostras de rocha total (previamente moídas à granulometria ≤ 1mm e montadas em resina epoxy) e amostras de fracção leve (concentrado de matéria orgânica obtido por separação densimétrica com densidade de corte 1.7, e montagem em lamina de plexiglass). Utilizou-se o microscópio, em luz normal reflectida para identificação do tipo de matéria orgânica presente, sua abundância e dimensões. O grau de incarbonização foi medido usando um microscópio-fotómetro Leitz MPV Combi, através do poder reflector aleatório da vitrinite presente. A terminologia usada para a identificação e classificação dos constituintes é a de Stopes-Heerlen (International Handbook of Coal Petrography 1963, *Ibid., Suppl.* 1971, *Ibid., 2nd Suppl.* 1976, 3*nd Suppl.* 1993). As manifestações de hidrocarbonetos (HCs) presentes foram identificadas e caracterizadas em fluorescência (Alpern et al. 1992). O reconhecimento de HCs usando este método é, no entanto, meramente qualitativo. Com vista à sua caracterização mais completa, algumas amostras serão alvo de análise Rock-Eval.

Encetou-se, também, o estudo mineralógico, com particular incidência na mineralogia das argilas.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL

O sector em estudo constitui o bordo SW da ZSP. Esta constitui uma das grandes unidades estruturais diferenciadas no Maciço Hespérico (Julivert et al. 1974). Contacta, a Norte, através do ofiolito de Beja-Acebuches, com a unidade de Ossa Morena, sendo limitada, a Sul, pela orla Mesocenozóica. A ZSP Está diferenciada em terrenos com características estruturais, estratigráficas e de vulcanismo próprias: Antiforma do Pulo do Lobo, Faixa Piritosa, Grupo do Flysch do Baixo Alentejo e Antiformas de Aljezur e de Bordeira (Oliveira et al. 1979). No sector SW a que pertencem os antiformas ultimamente referidos afloram as seguintes formações (Oliveira et al. 1985, Pereira 1997):

- Formação de Tercenas, constitui o substrato de características detríticas, indicando deposição em meio de elevada energia; está representada por xistos e quartzitos. A idade desta Formação é estruniana superior.

* Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto e Centro de Geologia da Universidade do Porto, Praça de Gomes Teixeira, 4050 Porto, Portugal
** U. I. Minerais Industriais e Argilas (FCT); Dep. Geociências, Univ. Aveiro, 3810 Aveiro, Portugal
*** IGM, Apartado 7586, 2720 Alfragide, Portugal

- Grupo da Carrapateira, diferenciado, da base para o topo, em Formação de Bordalete (xistos negros e siltitos), Formação de Murração (xistos negros e carbonatos) e Formação de Quebradas (xistos negros com intercalações carbonatadas). A idade deste grupo escalona-se entre o Tournasiano e o Vestefaliano inferior.
- Formação da Brejeira, termo mais recente do Grupo de Flysch do Baixo Alentejo, constituído por turbiditos. A idade escalona-se entre o Namuriano médio e o Vestefaliano D.

As datações indicadas correspondem a idades definidas quer por macrofósseis, quer por palinomorfos.

A deformação tectónica na ZSP varia consoante a sua situação espacial e a idade das várias formações. Assim, é possível reconhecer na Antiforma do Pulo do Lobo três episódios principais de deformação com formação de xistosidade mais ou menos desenvolvida nas litologias da Faixa Piritosa; dois episódios principais no Grupo do Flysch do Baixo Alentejo e, no sector SW, apenas o último episódio teve expressão. Em termos globais predomina o estilo pelicular de que é testemunho, no sector SW, o Manto da Carrapateira que trunca varias unidades estratigráficas.

PETROLOGIA ORGÂNICA

Resultados preliminares sobre a Petrologia Orgânica do sector SW da ZSP foram já dados à estampa em recente tese de doutoramento, especialmente consagrada à Palinologia (Pereira 1997). As amostras estudadas por Pereira (1997) foram, entretanto, reestudadas em pormenor por um dos autores deste artigo (L. P. Moço) que, para além disso, promoveu novas colheitas em distintos afloramentos cujas amostras foram, igualmente, estudadas, constituindo os resultados aqui apresentados uma síntese do estado actual dos conhecimentos.

As litologias amostradas para a análise da matéria orgânica dispersa (MOD) são as mais pelíticas e escuras das formações atrás descritas, uma vez que tal é, em principio, indicativo de maior abundância de material orgânico.

Na formação de base, Tercenas, mercê do seu carácter detrítico, a MOD é geralmente rara a muito rara, ocorrendo muito disseminada. A sua muito reduzida dimensão e a quase ausência de vitrinite impossibilita determinações sistemáticas de grau de incarbonização amostra a amostra. O grupo maceral mais abundante é a liptinite, geralmente esporinite não fluorescente, vitrinizada. A inertinite é rara ocorrendo sob a forma de relíquias faunais/vegetais inclassificáveis ou partículas arredondadas. Observam-se migrabetumes raros e muito finos, correspondendo a migrabetumes brancos (Alpern et al. 1994). Em algumas partículas observam-se efeitos térmicos induzidos por fluidos quentes com consequente elevação de poder reflector nas orlas. A média do poder reflector aleatório das amostras desta formação é de 2,6%. Em fluorescência, são visíveis impregnações de HCs nas matrizes negras sem aparente relação com as liptinites presentes. Fluorescem, geralmente, em verde, sendo visível, raramente, fluorescência em amarelo.

Na formação sobrejacente, Bordalete, a MOD é mais abundante ocorrendo interestratificada em matrizes negras, por vezes associada a carbonatos. A vitrinite é, em algumas amostras, o maceral mais comum (geralmente secundada pela inertinite), o que possibilita medições de poder reflector estatisticamente mais representativas. A liptinite é rara a nula, distinguindo-se só com base na morfologia (esporinite e resinite vitrinizada). São comuns os efeitos térmicos. A média do poder reflector aleatório das amostras desta formação é de 2,5%. registando-se, em algumas amostras valores mais elevados (3%). São comuns os preenchimentos interclastos por HCs e, mais raramente, observam-se gotas livres e filmes fluorescendo em amarelo e verde, respectivamente.

A formação de Murração possui um conteúdo em MOD muito escasso o que impossibilitou, até ao momento, medições fidedignas de poder reflector. A vitrinite é, geralmente, muito rara, tal como a liptinite e a inertinite quando observáveis. A matriz, geralmente carbonatada ou negra, com óxidos de ferro, possui, muito raramente, preenchimentos interclastos por HCs.

A ultima formação do Grupo da Carrapateira, Quebradas, possui, também, conteúdo pobre em matéria orgânica. Observam-se partículas pertencentes aos três grupos macerais mas sempre em número escasso. Foi possível, no entanto, efectuar medições de poder reflector aleatório cuja média é de 3,2-3,3%. Em algumas amostras observaram-se vitrinites com poder reflector mais elevado (cerca de 4%). São comuns, também, em algumas amostras manifestações de HCs, preenchendo espaços interclastos, fluorescendo em verde.

A formação da Brejeira possui características muito distintas das anteriores no que respeita a conteúdo em MOD. A liptinite é geralmente rara a nula, sendo, no entanto, os grupos da vitrinite e da inertinite frequentemente comuns. As matrizes são invariavelmente negras com carbonatos, por vezes abundantes. Ocorrem numerosas relíquias faunais/vegetais inclassificáveis interestratificadas na matriz. Os tecidos fusinizados ou gelificados são comuns e, ocasionalmente, deformados. Observam-se efeitos térmicos associados a fluídos quentes e oxidação da orla das partículas com abaixamento do poder reflector. A média do poder reflector aleatório das amostras desta formação é de 4,5%. São comuns os preenchimentos intercristalinos, bem como os filmes e as impregnações de HCs fluorescendo em verde.

MINERALOGIA

Efectuou-se um estudo mineralógico preliminar, que, até ao momento, apenas incidiu nas amostras da Formação da Brejeira.

O estudo mineralógico e, em particular, o dos minerais do grupo das argilas, foi efectuado por Difractometria de Raios-X (XRD), tanto em amostra total como na fracção <2μm. Procedeu-se à determinação qualitativa e semi-quantitativa da mineralogia global e dos minerais de argila. As argilas foram determinadas em amostras orientadas, secas ao ar. A cristalinidade da ilite foi medida de acordo com os procedimentos recomendados em Kubler (1964) e Kisch (1990, 1991). Determinaram-se o índice de cristalinidade da ilite de Kubler (KI) e o índice da ilite de Esquevin (EI) para as diversas amostras.

Efectuou-se, ainda, análise multivariada factorial de componentes principais dos resultados da composição mineralógica.

CONCLUSÕES

As formações aflorantes no sector SW da ZSP são distintas em conteúdo em matéria orgânica. Consoante a sua composição sedimentológica seja mais detrítica grosseira ou argilosa assim a abundância e dimensão da MOD é menor ou maior. A Formação da Brejeira é mais rica e diversificada em conteúdo orgânico, sugerindo condições de sedimentação e preservação da MOD distintas das restantes formações. O grau de maturação é, de uma maneira geral, mais elevado nas formações mais recentes e mais baixo nas mais antigas, o que contraria a Lei de Hilt. Tal poderá ser explicado, em termos gerais e clássicos, pela remobilização das particulas orgânicas sólidas (Pereira 1997). Contudo, a existência na Formação da Brejeira de partículas alongadas, finas, interpretadas como correspondendo à inertinite, consistentes com o poder reflector de ≈ 4,5% da vitrinite e que dificilmente sobreviveriam intactas a um ciclo normal de erosão e transporte, aconselha, desde já, à revisão da hipótese de remobilização geral da matéria orgânica sólida acima referida. Para tal, impõem-se novos estudos no âmbito da mineralogia e da geoquímica. Na Formação da Brejeira são, também, mais frequentes as manifestações de HCs. Por outro lado, nenhuma das litologias aflorantes possui grau de maturação compatível com a geração de HCs (entre 0,5% e 1,5%), o que conduz à interpretação que todos os hidrocarbonetos serão migrados, em princípio de formações subjacentes mais antigas não aflorantes. Tal é corroborado pelo carácter de impregnação que os HCs geralmente apresentam.

Os resultados mineralógicos preliminares mostram a predominância de quartzo e de micas na rocha total e da ilite na fracção fina. Os parâmetros cristaloquímicos indicam condições que não ultrapassam as do metamorfismo de muito baixo grau. A análise multivariada dos resultados obtidos no estudo mineralógico aponta para a possibilidade de se poder distinguir contributos detríticos distintos bem como grupos de minerais neoformados em condições diversas, possibilidade que se pretende explorar em trabalhos futuros.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho integra-se nas actividades do projecto "Zona Sul Portuguesa: Caracterização petrológica dos hidrocarbonetos e seus progenitores; condicionantes geológicos da distribuição" do centro de Geologia da Universidade do Porto subsidiado pelo Programa de Financiamento Plurianual de I&D (FCT)

REFERÊNCIAS

ALPERN, B., LEMOS DE SOUSA, M. J., PINHEIRO, H. & ZHU, X., 1992. Optical Morphology of Hydrocarbons and Oil Progenitors in Sedimentary Rocks – Relations with Geochemical Parameteres. *Publ. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Porto.* N.S. 3, 53 pp.

ALPERN, B., OUDIN, J., PINHEIRO, H., PITTION, J. & ZHU, X., 1994). Méthode d'étude optique des hydrocarbures extraits et fixés dans la résine des sections polies de roches. Influence de la richesse en huile sur la reflactance des kérogènes. *Bull. Centres Rech. Expl. – Prod. Elf Aquitaine*, 18, *Public. Spec.*:15-35.

International Handbook of Coal Petrography, 2nd Ed. International Committee for Coal Petrology (ICCP), Centre National de la Recherche Scientifique, Academy of Sciences of the USSR, Paris. Moscow, 1963

International Handbook of Coal Petrography, Supplement to the 2nd Ed. International Committee for Coal Petrology (ICCP), Centre National de la Recherche Scientifique, Academy of Sciences of the USSR. Paris. Moscow, 1971.

International Handbook of Coal Petrography, 2nd Supplement to the 2nd Ed. International Committee for Coal Petrology (ICCP), Centre National de la Recherche Scientifique, Academy of Sciences of the USSR. Paris. Moscow, 1976.

International Handbook of Coal Petrography, 3nd Supplement to the 2nd Ed. International Committee for Coal Petrology (ICCP), Centre National de la Recherche Scientifique, Academy of Sciences of the USSR. Paris. Moscow, 1993.

JULIVERT, M., FONTBONÉ, J., RIBEIRO, A. & CONDE, L., 1974. Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 113 pp.

KUBLER, B., 1964. Les argiles, indicateurs de métamorphisme, *Rev. Inst. Fr. Petr.*, 19: 1093-1112.

KISCH, H. J., 1990. Calibration of the anchizone: a critical comparisation of illite 'crystallinity' scales used for definition. *J. metamorphic Geol.*, 8 (1): 31-46.

KISCH, H. J.,1991. Recommendations on illite crystallinity: sample preparation, X-ray diffraction settings and interlaboratory samples. *J. metamorphic Geol.*, 9 (6): 665-670.

OLIVEIRA, J. T., HORN, M. & PAPROTH, E., 1979. Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Portugal, and on the palaeogeographic development compared to corresponding units in the NorthWest Germany. *Comum. Serv. Geol. Portg.*. (65)1 , 151-168.

PEREIRA, Z., 1997. Palinologia e Petrologia Orgânica do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. Faculdade de Ciências. Universidade do Porto. 268 pp + anexos. (Tese de doutoramento).

OLIVEIRA, J. T., HORN, M. KULLMANN, J. & PAPROTH, E., 1985. The Stratigraphy of the Upper Devonian and Carboniferous sediments of Southwest Portugal. X Congr. Internat. Stratigr. Géol. Carbonif. , 1983, Madrid, Cont. Rend., (1), pp. 107-120.

Resultados preliminares do estudo do Anticlinal do Pomarão: Petrologia Orgânica e Mineralogia

J. P. FERNANDES[*] , F. TEIXEIRA[*] , F. ROCHA[**] , M. J. LEMOS DE SOUSA[*] , J. T. OLIVEIRA[***] & C. GOMES[**]

Palavras-chave: Zona Sul Portuguesa; Estratigrafia; Petrologia Orgânica; Mineralogia; Argilas.

Resumo: Apresentam-se os resultados preliminares dos estudos em curso na área do Anticlinal do Pomarão (Mértola, Sul de Portugal), do ponto de vista da Petrologia Orgânica e da Mineralogia, com particular ênfase nos relativos aos minerais de argila, visando o conhecimento e a descriminaçao das unidades da respectiva sequência estratigráfica.

Key-words:, South Portuguese Zone; Stratigraphy; Organic Petrology; Mineralogy; Clay minerals.

Abstract: The auctors present the preliminary results of the current research on the Pomarão Anticline (Mértola, South Portugal) , in terms of of Organic Petrology and Mineralogy, with special emphasis to the clay minerals group, aiming to a better knowledge and discriminating criteria of the various units of its statigraphic sequence.

INTRODUÇÃO

Nos principais domínios variscos da Península Ibérica tem-se desenvolvido, nas últimas três décadas, um intenso labor geológico, visando o levantamento, interpretação e descrição das sequências estratigráficas presentes. Contudo, ainda hoje, há que enfrentar dificuldades, muitas vezes difíceis de superar, no estabelecimento das colunas estratigráficas respectivas, muito em particular quando se pretendem estabelecer correlações de grande escala ou quando se intenta a análise das bacias. As repetições tectónicas, a similitude de litologias, a ausência de fósseis de idade, os efeitos do metamorfismo, entre outros, impõem que os aspectos concernentes à interpretação dos dados de terreno assumam um peso considerável, permitindo, na ausência de critérios seguros de decisão, que vários modelos, mesmo que contraditórios, possam ser propostos.

Se se visa estabelecer descrições estratigráficas formais, torna-se, então, imperiosa a busca de ferramentas alternativas, como meio para a aquisição de dados independentes, que constituam, conjuntamente com os resultados obtidos pelas abordagens petrográficas, estruturais e paleontológicas clássicas, ou sua reinterpretação, razão suficiente para a aceitação de um modelo coerente e convincente a larga escala.

Um primeiro ensaio deste desiderato, visando a descriminação de unidades estratigráficas a partir de resultados da Petrologia Orgânicae da Mineralogia, com particular ênfase para o estudo dos minerais do grupo das argilas, foi efectuado por Fernandes et al. (1997), em amostras selecionadas da área central da Zona Sul Portuguesa (ZSP). A mesma abordagem geral é agora aplicada à sequência do Anticlinal do Pomarão, apresentando-se aqui os resultados preliminares obtidos.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

A sequência estratigráfica geral para a ZSP (excluindo o Sector Sudoeste, que assume características particulares) compreende, da base para o topo (Oliveira et al. 1997):

(i) uma espessa sucessão siliciclástica (cuja base não é conhecida) de filitos e quartzitos, tornando-se estes dominantes para o topo, e que pode, localmente, a tecto dos últimos quartzitos, englobar pacote pouco espesso de pelitos negros e lentículas carbonatadas (Formação Filito-Quartzítica, de idade Fameniana);

(ii) um Complexo Vulcano-Sedimentar, dividido, em estudos recentes, num complexo inferior (Fameniano) e num superior (Viseano), onde se alternam termos vulcânicos com tufitos e pelitos, estes últimos geralmente siliciosos;

(iii) uma espessa sucessão turbidítica de pelitos e grauvaques (Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, compreendendo da base para o topo, as Formações de Mértola, Mira e Brejeira, com idades que vão do Viseano ao Vestefaliano).

[*] Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto e Centro de Geologia da Universidade do Porto, Praça de Gomes Teixeira, 4050 Porto, Portugal

[**] U. I. Minerais Industriais e Argilas (FCT); Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810 Aveiro, Portugal

[***] IGM, Apartado 7586, 2720 Alfragide, Portugal

O reconhecimento da existência de dois complexos vulcano sedimentares, de idade diferente, foi conseguido a partir de resultados paleontológicos (tanto de goniatites como de palinomorfos), na área da Mina de Neves-Corvo (Oliveira et al. 1997), implicando extensa lacuna, que engloba todo o Turnaciano e parte do Viseano. O complexo vulcano-sedimentar superior é alóctone, nessa área.

As unidades estratigráficas da sequência do Anticlinal do Pomarão (Fig.1) foram descritas pormenorizadamente por Van Den Boogaard (1967) na sua dissertação de doutoramento. O estado actual dos conhecimentos corresponde, no essencial, à posterior revisão da área no âmbito dos trabalhos de elaboração da Folha 46-D (Mértola) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, publicada em 1990 pelos Serviços Geológicos de Portugal. A sequência estratigráfica local compreende[1], da base para o topo:

(i) Formação Filito-Quartzítica: (a) Membro Eira do Garcia - sucessão de pelitos e quartzitos, de espessura não inferior a 120m, não sendo a base conhecida; (b) Membro Nascedios - sucessão de pelitos, englobando corpos lenticulares, descontínuos, de calcários (datados, a partir de conodontes, do Fameniano), com espessura da ordem dos 70m;

(ii) Complexo Vulcano-Sedimentar: (a) Formação de Cerqueirinha - sucessão de tufos, alternando com tufitos e alguns pelitos, com espessura da ordem dos 40m; (b) Formação do Touril - sucessão de pelitos, quartzovaques, tufitos, tufos, pelitos violetas ("borra de vinho") e outros litótipos, sub-dividida nos Membros dos Xistos Negros, de Varjotas, de Corte Machado, de Achada da Mina e dos Xistos Borra de Vinho, com espessura global da ordem dos 200m; (c) Formação Águia - sucessão de tufitos ácidos e raros pelitos, com espessura da ordem dos 100m. Existem diabases e queratófiros intrusivos na Fm. Cerqueirinha e nos membros inferiores da Fm. Touril.

(iii) Formação de Mértola - sucessão de pelitos e grauvaques, de carácter turbidítico, com espessura não inferior a 500m (de idade Viseana provável). O termo basal corresponde a pelitos siliciosos, aparentando transição gradual para a unidade subjacente.

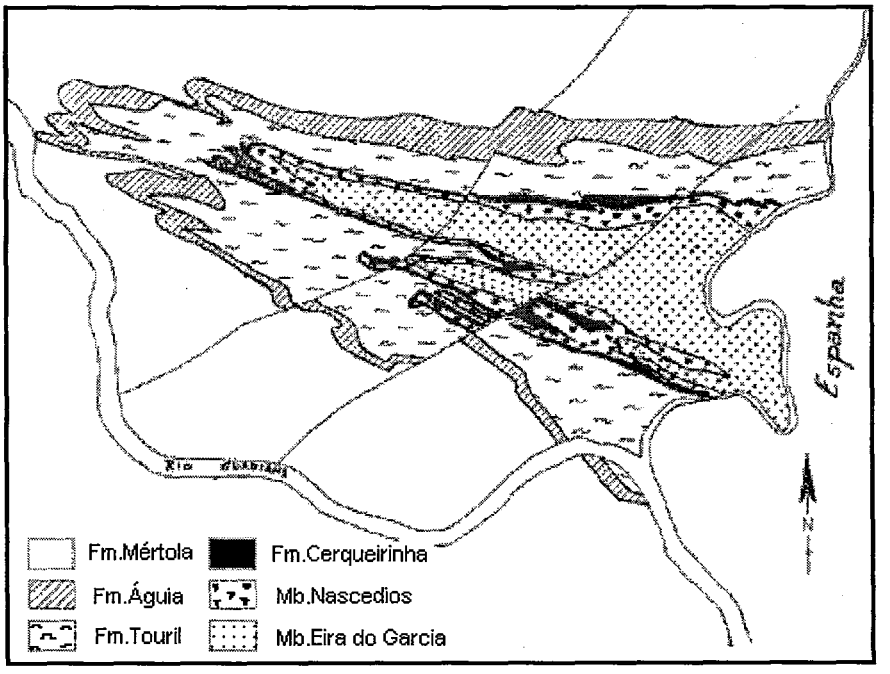


Fig. 1. Mapa geológico simplificado da área do Anticlinal do Pomarão (adaptado de Van Den Boogaard 1967).

[1] As designações das unidades estratigráficas correspondem às utilizadas na Coluna Estratigráfica Sintética, para a área do Pomarão, publicada na referida Folha 46-D (Mértola).

MATERIAIS E MÉTODOS

Estudaram-se amostras das diferentes unidades da sucessão do Pomarão, tanto do ponto de vista da Petrologia Orgânica como do ponto de vista da Mineralogia, neste último caso com particular ênfase para os minerais de argila.

Na generalidade das amostras mediu-se o poder reflector aleatório da vitrinite; contudo, em alguns casos, particularmente nos litótipos correspondentes a tufitos ou pelitos siliciosos, o número de partículas orgânicas, por escasso, não o permitiu. Procurou-se, de igual modo, medir o poder reflector máximo da vitrinite e verificar as relações geométricas entre a sua orientação e a das estruturas planares e dobras observáveis.

Obteve-se uma estimativa da abundância relativa da matéria orgânica nos diversos litótipos, bem como uma descrição genérica da mesma, tanto a partir da observação de superfícies polidas (de preparações do tipo "whole rock" e "light fraction" (Alpern et al. 1992)) como da de montagens, em lâmina delgada, dos resíduos orgânicos opacos (não oxidados), para estudos palinológicos.

Observou-se, igualmente, a generalidade das amostras em luz ultra-violeta, tendo em vista a eventual identificação de fluorescência.

O estudo mineralógico e, em particular, dos minerais do grupo das argilas, foi efectuado por Difractometria de Raios-X (XRD), tanto em amostra total como na fracção <2μm. A determinação qualitativa e semi-quantitativa dos minerais em geral e dos minerais de argila em particular foi efectuada em ambas as condições. As argilas foram determinadas em amostra orientada. Para a determinação semi-quantitativa dos minerais de argila e outros foram seguidos os critérios recomendados por Schultz (1964) e por Thorez (1976). Mediu-se a cristalinidade da ilite em difractogramas de amostras orientadas, secas ao ar, de acordo com os procedimentos recomendados em Kubler (1964) e por Kisch (1990, 1991). Determinaram-se o Índice de Cristalinidade da Ilite de Kubler (KI) e o Índice da Ilite de Esquevin (EI) para as diversas amostras.

Ainda em relação com os estudos mineralógicos procedeu-se à análise multivariada factorial (componentes principais) dos resultados.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A variação da composição organica e mineral, bem como dos respectivos parâmetros ou índices, ao longo da sucessão estratigráfica do Anticlinal do Pomarão foram estudados tendo em vista encontrar marcadores litostratigráficos ou paleoambientais, bem como compreender a história geológica, em termos de paleotermometria e deformação. Pese embora o carácter preliminar deste trabalho, é possível apontar, desde já, as conclusões que se seguem.

As amostras correspondentes às diferentes unidades do Complexo Vulcano-Sedimentar são, de um modo geral, muito pobres em matéria orgânica. As amostras da Fm. Mértola apresentam, de um modo geral, partículas orgânicas abundantes, sendo frequentes, por oposição às da Fm. Filito-Quartzítica, os restos de tecidos vegetais, denotando contributo não-marinho nos sedimentos. Foram identificadas partículas termicamente afectadas ao longo de toda a sequência.

O valor médio do poder reflector aleatório da vitrinite oscila entre 2,5 e 3,5% ao longo da sequência. O poder reflector máximo tende a ocorrer sub-paralelo à estratificação. Encontraram-se, em alguns casos, exsudatos fluorescentes em torno de grãos da rocha.

A composição mineral em amostra total é dominada pelo quartzo, clorite, micas e feldspatos; a da fracção fina é dominada pela ilite, caulinite e clorite. Os parâmetros cristaloquímicos indicam metamorfismo de muito baixo grau compatível com o poder reflector referido. A dominância absoluta da ilite nas amostras correspondentes ao Membro dos Xistos Negros da Fm. Touril sugere sedimentação em ambiente confinado e de baixa energia.

A análise multivariada dos resultados mineralógicos sugere a possibilidade de descriminar aspectos como a maturidade mineralógica e a distância à fonte dos sedimentos, a relação entre minerais herdados e neo-formados ou o carácter oxidante/redutor do meio, entre outros, o que constitui pistas a explorar na prossecução dos trabalhos.

Pôde ensaiar-se a discriminação das diferentes unidades litoestratigráficas a partir dos seguintes aspectos:

(i) abundância relativa dos componentes principais em rocha total: quartzo, micas e clorite;

(ii) abundância relativa de outros minerais, tais como feldspatos, opala C/CT, zeólitos, siderite e dolomite;

(iii) parâmetros cristaloquímicos (KI e EI);

(iv) valor médio do poder reflector aleatório da vitrinite;

(v) aspectos qualitativos da matéria orgânica.

Os resultados obtidos são, de um modo geral, encorajadores, particularmente no que respeita às correlações com as áreas envolventes, de estratigrafia menos controlada, e poderão constituir um valioso complemento à investigação paleontológica em curso (essencialmente no domínio da Palinologia) para todo o sector oriental da Faixa Piritosa. No que concerne ao Complexo Vulcano-Sedimentar, dada a escassez de litótipos favoráveis ao trabalho palinológico, a abordagem apresentada pode constituir, mesmo, a alternativa que se afigura possível para a descriminação de unidades a diferentes escalas.

AGRADECIMENTOS

A elaboração deste trabalho integra-se nas actividades do Projecto "Palinologia, Estratigrafia e Petrologia Orgânica do Sector Oriental da Faixa Piritosa. Implicações geodinâmicas." do Centro de Geologia da Universidade do Porto subsidiado pelo Programa de Financiamento Plurianual de Unidades de I&D (FCT).

REFERÊNCIAS

ALPERN, B., LEMOS DE SOUSA, M.J., PINHEIRO, H.J. & ZHU, X., 1992. *Publ. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Porto*, NS, 3. 53pp.

FERNANDES, J.P., ROCHA, F., GOMES, C. & LEMOS DE SOUSA, M.J., 1997. Autumn 1997 Meeting of the Clay Minerals Group of The Mineralogical Society, Nottingham. p. 53-54.

KUBLER, B., 1964. *Rev. Inst. Fr. Pétr.*, 19, 1093-1112.

KISCH, H. J., 1990. *J. metamorphic Geol.*, 8 (1), 31-46.

KISCH, H. J., 1991. *J. metamorphic Geol.*, 9 (6), 665-670.

OLIVEIRA, J.T., CARVALHO, P., PEREIRA, Z., PACHECO, N., FERNANDES, J.P. & KORN, D., 1997. SEG Field Conf. 1997. Abstracts and Program. p.86-87.

SCHULTZ, L. G., 1964. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 391-C. 31pp.

THOREZ, J., 1976. Practical identification of clay minerals. 99 pp. G. Lelotte, Dison.

VAN DEN BOOGAARD, M., 1967. Geology of the Pomarão Region (Southern Portugal). 113 pp. Deltro, Rotterdam. (Tese de doutoramento).

Poder Reflector da Vitrinite, mineralogia das argilas e cristalinidade da ilite na Zona Sul Portuguesa.

N. McCORMACK*, G. CLAYTON** & P. FERNANDES**

Palavras-Chave: Zona Sul Portuguesa, vitrinite, mineralogia das argilas.

Resumo: O Poder Reflector Aleatório da Vitrinite (PRAV) na Zona Sul Portuguesa (ZST) varia entre 2,1% e 5,3%. O PRAV não aumenta com o aumento da idade estratigráfica e o processo de maturação é portanto, considerado como pós-deformação (pós-Vestefaliano D inferior). Amostras do Triásico e do Jurássico do 'Outlier' da Carrapateira têm PRAV de 1,1% e 0,9% respectivamente. Isto implica que temperaturas máximas relacionadas com a maturação da ZSP foram alcançadas entre o Vestefaliano D inferior e o Triásico médio. A caulinite é o mineral das argilas dominante nas regiões ocidentais da ZSP, enquanto que as regiões localizadas a este e norte são dominadas pela clorite.

Key-words: South Portuguese Zone, vitrinite, clay mineralogy.

Abstract: Vitrinite reflectance (R_m) data for the South Portuguese Zone (SPZ) ranges between c. 2.1% and 5.3%. Reflectance does not increase with increasing age of the section and organic maturation is therefore considered to post-date deformation. Triassic and Jurassic samples have vitrinite reflectances of c. 1.1% and 0.9% (R_m) respectively. This implies that attainment of peak temperature in the SPZ was post-deformation (post-early Westphalian D) and pre-mid Triassic in age. The clay mineral assemblages are kaolinite dominated in the west of the SPZ becoming chlorite dominated to the east and north.

INTRODUÇÃO

A Zona Sul Portuguesa (ZSP) constitui o segmento meridional da Cadeia Varisca Ibérica (Figura 1). A ZSP compreende rochas sedimentares e vulcano-sedimentares de idade Devono-Carbonífero. A norte a ZSP contacta com a Zona Ossa Morena (ZOM) pelo Ofiolíto de Beja-Acebuches. A sul, este e oeste as sucessões da ZSP contactam por descontinuidade com sedimentos de idade Mesozóica. Rochas ígneas do Jurássico e Cretácico intruem as sucessões da ZSP no seu extremo sudoeste. As rochas do Paleozóico Superior que constituem a ZSP encontram-se divididas em cinco domínios geológicos tendo como base critérios litológicos e estructurais, sendo estes; o Ofiolitico de Beja-Acebuches, a Antiforma de Pulo do Lobo, a Faixa Piritosa, o Grupo do Flysch do Baixo Alentejo e o Domínio Sudoeste Português. Esta sub-divisão da ZSP não se encontra suportada por dados de natureza estratigráficos, sendo os domínios áreas que apresentam litologias similares e em que ao estilo e intensidade de deformação é também semelhante. Em geral, os domínios apresentam uma direcção este-oeste cuja idade é progressivamente mais recente para sul, com excepcção do Domínio Sudoeste Português.

39 amostras do Carbonífero de 'mudrocks' foram utilizadas no presente estudo de onde se mediram o Poder Reflector Aleatório da Vitrinite (PRAV) e a cristalinidade dos minerais de argilas ilite e clorite. Foi ainda estudada, pelo PRAV, uma pequena lentícula de carvão pertencente às sucessões da ZSP bem como argilitos cinzento/acastanhados do Triásico superior e Jurássico médio localizadas perto da descontinuidade que separa as sucessões do Palaeozóico das do Mesozóico. A localização das amostras estudadas e sua referência encontram-se representada na Figura 1; os dados analíticos bem como as referências das amostras são apresentados na Tabela 1. O PRAV da camada de carvão foi determinado usando técnicas estandardizadas utilizando como meio de montagem blocos de resina. Para as 'mudrocks' foram utilizados resíduos orgânicos obtidos após maceração em HCl e HF, montados em lâmina delgada e polidos segundo a técnica descrita por Hillier & Marshall (1988). A mineralogia e a cristalinidade das argilas foram determinadas em amostras orientadas usando fracções de 'mudrocks' inferiores a 2μm e utlizando um aparelho Phillips de difracção de Raios-X. Os valores da cristalidade da ilite foram posteriormente convertidos para a Escala Internacional de Cristalinidade (International Crystallinity Standard - CIS).

O PRAV da sucessão Devono-Carbonífero da ZSP varia entre 2,08% e 5,25% aumentando o poder reflector de sul para norte. No extremo sudoeste da ZSP foi encontrada uma área com índices de maturação anòmalamente elevados reflectindo, possivelmente, a presença de intrusões ígneas em profundidade não aflorantes. O PRAV da camada de vitrino é equivalente ao PRAV medido em resíduos orgânicos de 'mudrocks' adjacentes a esta camada. Sendo

* British Petroleum Exploration, Aberdeen, Escócia
** Departamento de Geologia, Trinity College, Dublin, Irlanda
** Departamento de Geologia, Trinity College, Dublin, Irlanda

improvável que a camada de vitrino seja remobilizada os valores do PRAV obtidos nas 'mudrocks' podem considerar-se seguros e não estão afectados por inclusão de vitrinite remobilizada de rochas de 'rank' superior. No que diz respeito ao poder gerador de hidrocarbonetos as sucessões da ZSP são fortemente pós-maturas para a produção de petróleo e encontram-se nos valores marginais a pós-maturos para gerar metano diagenético terminal.

O PRAV não aumenta uniformente com o aumento da idade estratigrafica das sucessões da ZSP. Isto implica que os níveis de maturação orgânica observados não resultaram do simples afundimento dos sedimentos por subsidência das bacias sedimentares e, portanto, pós-datam o principal episódio de deformação Varisca regional. Em virtude de as rochas mais recentes afectadas por deformação Varisca nesta região encontrarem-se datadas de Vestefaliano D (Pereira 1997), o fenómeno térmico responsável pela maturação da ZSP terá que ser obrigatoriamente posterior ao Vestefaliano D. De duas amostras provenientes da sucessão Mesozóica que contacta por descontinuidade com as rochas da ZSP foram medidos PRAV de 1,14% e 0,89% em unidades do Triásico superior e Jurássico respectivamente. Em virtude de estas amostras terem sido recolhidas apenas a uma distância de 100 metros do plano de descontinuidade, o fenómeno térmico que afecta as rochas do Paleozóico Superior pode ser datado com mais precisão como pré-Triásico superior e não está relacionado com a subsidência que terá operado posteriormente durante o Mesozóico e Cenozóico. A idade avançada neste estudo para o processo de maturação orgânica na ZSP e os valores anòmalamente elevados encontrados é consistente com a presença de uma 'superpluma' térmica de idade Permo-Carbonífero localizada no centro do supercontinente Pangea postulada por Doblas et. al. (1998).

A mineralogia das argilas na ZSP é dominada pela associação ilite/clorite. A paragonite e a camada mista formada por paragonite/moscovite é relativamente comum em toda zona. No extremo sudoeste do Domínio Sudoeste Português os minerais de argila são dominados pela associação ilite/caulinite. A oriente e a norte dominam as associações constituidas por ilite e clorite. Os índices de cristalinidade das argilas são consistentes com as conclusões obtidas pelos indicadores de maturação orgânica. O índice de cristalinidade da ilite indica condições metamórficas de anquizona inferior. Contudo, esta encontra-se afectada em toda a ZSP pela presença de paragonite e/ou pela camada mista paragonite/moscovite. A cristalinidade da ilite na ZSP não é afectada por dobramentos de pequena escala nem pelos mantos de carreamento regionais. A cristalinidade da clorite, pelo contrário, tende a subestimar o grau de metamorfismo da ZSP (McCormack 1998).

BIBLIOGRAFIA:

DOBLAS, M., OYARZUN, R., LOPEZ-RUIZ, J., CEBRIA, J. M., YOUBI, N., MAHECHA, V., LAGO, M., POCOVI, A. E CABANIS, B. 1998. Permo-Carboniferous volcanism in Europe and northwest Africa: a superplume exhaust valve in the centre of Pangaea? *Journal of African Earth Sciences*, **26** (1), 89-99.

HILLIER, S., & MARSHALL, J., 1988. A rapid technique to make polished thin sections of sedimentary organic matter concentrates. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**, pp. 754-755.

MCCORMACK, N. J. 1998. *The thermal history of the South Portuguese Zone.* Tese de doutoramento, Universidade de Dublin.

OLIVEIRA, J. T. 1990. Stratigraphy and synsedimentary tectonics. *In:* DALLMEYER, R. D., & MARTINEZ GARCÍA, E., (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia.*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 334-347.

PEREIRA, Z., 1997. *Palinologia e Petrologia Orgânica do sector sudoeste da Zona Sul Portuguesa.* Tese de doutoramento, Universidade do Porto.

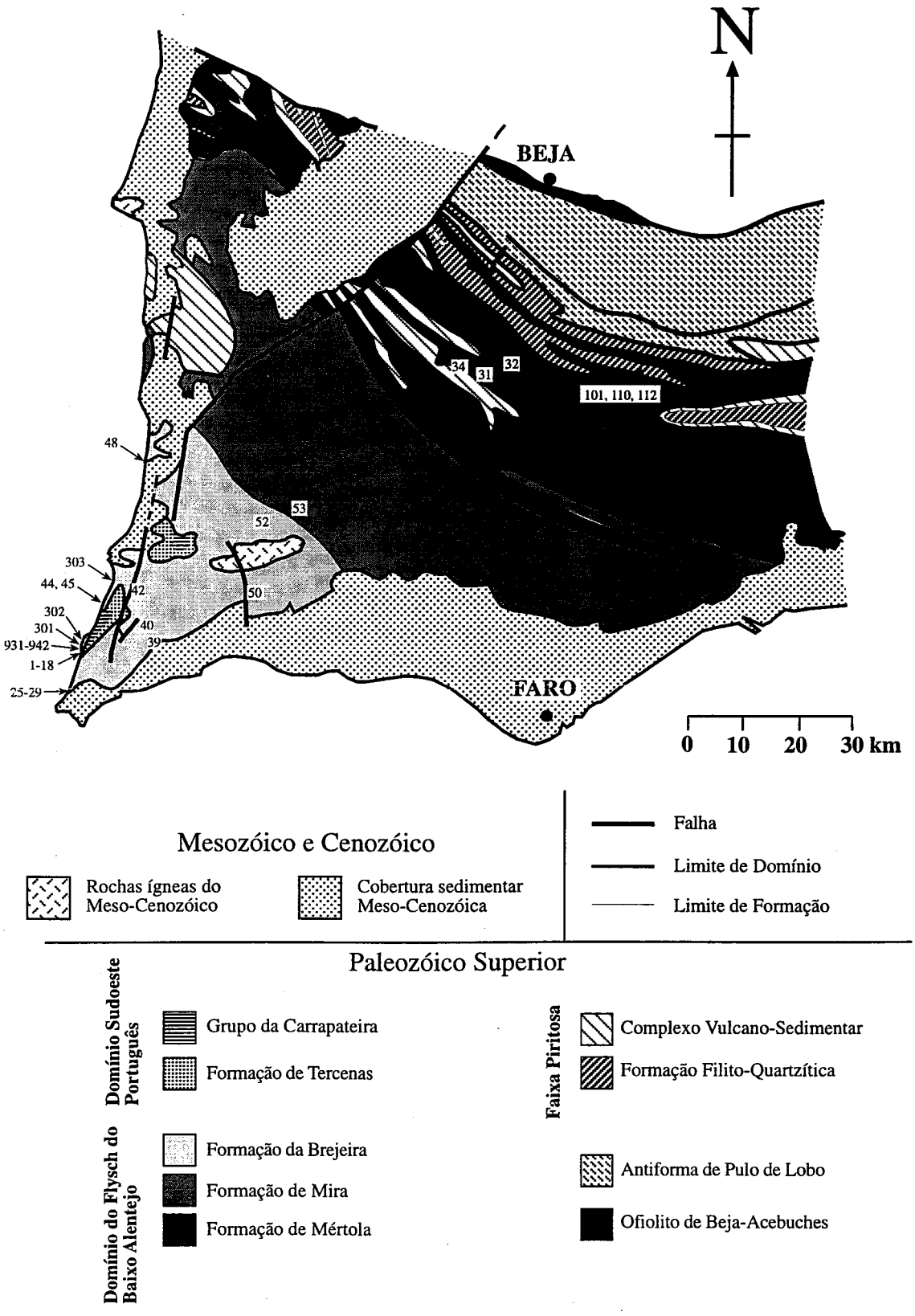


Figura 1. Mapa geológico da Zona Sul Portuguesa (segundo Oliveira 1990) e localização das amostras estudadas.

Tabela1: Resultados e localização das amostras

No. Amostra	Litologia	Formação ou Grupo	Idade	Lat/Long ou Coordenadas	PRAV (%)	Desvio Padrão	No. de Grãos	CI (Δ□ 2θ)	CC (Δ□2 θ)
1	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	3,49	0,73	100	0,41	-
2	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	3,15	0,66	40	0,40	-
3	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	3,25	0,52	49	0,41	-
4	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	3,44	0,85	40	0,41	-
5	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	3,25	0,68	45	0,35	-
6	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	2,64	0,42	32	0,35	-
7	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	3,09	0,53	84	0,41	-
8	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	3,04	0,49	31	0,40	-
10	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	3,03	0,58	95	0,43	-
12	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	3,19	0,65	34	0,39	-
15	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	2,93	0,45	47	0,41	-
16	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	2,93	0,45	47	0,43	-
18	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	3,01	0,53	49	0,35	-
25	dark grey mudrock	Brejeira	Vestefaliano	37°02'43''N/008°58'53''W	3,61	0,41	22	0,41	0,41
26	dark grey mudrock	Brejeira	Vestefaliano	37°02'43''N/008°58'53''W	5,62	0,41	60	0,43	0,33
27	dark grey mudrock	Brejeira	Vestefaliano	37°02'43''N/008°58'53''W	5,80	0,61	100	0,43	0,33
28	dark grey mudrock	Brejeira	Vestefaliano	37°02'43''N/008°58'53''W	5,41	0,57	100	-	-
29	dark grey mudrock	Brejeira	Vestefaliano	37°02'43''N/008°58'53''W	5,79	1,04	100	-	-
31	dark grey mudrock	Mértola	Viseano	37°39'30''N/008°01'24''W	5,10	0,61	61	0,32	-
32	dark grey mudrock	Mértola	Viseano	37°39'05''N/007°57'21''W	3,25	0,44	17	0,28	-
34	dark grey mudrock	Mértola	Viseano	37°40'01''N/008°04'50''W	4,53	0,58	44	-	-
39	dark grey mudrock	Brejeira	Vestefaliano	37°09'37''N/008°44'32''W	4,30	0,42	100	0,47	0,41
40	dark grey mudrock	Brejeira	Vestefaliano	37°11'57''N/008°45'37''W	3,78	0,84	49	0,50	-
42	dark grey mudrock	Brejeira	Vestefaliano	37°15'09''N/008°48'43''W	2,93	0,49	100	0,39	-
44	dark grey mudrock	Brejeira	Vestefaliano	37°14'18''N/008°52'19''W	3,49	0,30	13	0,39	-
45	dark grey mudrock	Brejeira	Vestefaliano	37°14'18''N/008°52'19''W	2,08	0,37	41	0,43	-
47	dark grey mudrock	Brejeira	Vestefaliano	37°18'40''N/008°48'18''W	4,47	0,29	99	0,49	0,30
48	dark grey mudrock	Brejeira	Vestefaliano	37°48'46''N/008°48'25''W	4,47	0,39	100	-	-
52	dark grey mudrock	Brejeira	Vestefaliano	37°21'33''N/008°32'22''W	3,78	0,63	50	0,52	-
53	dark grey mudrock	Mira	Namuriano	37°23'15''N/008°27'28''W	4,64	0,44	100	0,50	0,45
101	dark grey mudrock	Mértola	Viseano	24228/07534	3,50	0,38	99	0,39	-
110	dark grey mudrock	Mértola	Viseano	24136/07555	3,15	0,50	11	0,34	-
112	dark grey mudrock	Mértola	Viseano	24138/07558	3,33	0,58	21	0,39	-
931	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	2,41	0,36	100	-	-
933	dark grey mudrock	Tercenas	Devónico	37°14'45"N/008°52'40"W	2,84	0,44	50	-	-
935	dark grey mudrock	Quebradas	Namuriano	37°09'02"N/008°54'30"W	2,58	0,34	100	-	-
938	dark grey mudrock	Murração	Viseano	37°09'02"N/008°54'30"W	3,36	0,41	87	-	-
939	dark grey mudrock	Bordalete	Tournaisiano	37°09'02"N/008°54'30"W	3,23	0,23	40	-	-
940	dark grey mudrock	Quebradas	Namuriano	37°08'50"N/008°54'52"W	3,77	0,58	100	-	-
941	dark grey mudrock	Quebradas	Namuriano	37°08'50"N/008°54'52"W	3,26	0,84	36	-	-
942	dark grey mudrock	Murração	Viseano	37°09'02"N/008°54'30"W	3,58	0,50	100	-	-
301	Light grey mudrock	Grés de Silves	Triásico superior	5085/41146	1,14	0,11	50	-	-
302	brown mudrock		Jurássico	5078/41154	0,87	0,10	30	-	-
303	Camada de vitrino	Brejeira	Vestefaliano	37°17'15"N/008°51'38"W	5,20	0,45	100	-	-

Considerações sedimentológicas acerca do Triásico de Santiago do Cacém

N. L. PIMENTEL*

Palavras-chave: Sedimentologia, Leque aluvial.

Resumo: Apresenta-se a caracterização sedimentológica de campo dos depósitos triásicos ("Grês de Silves") presentes na região de Santiago do Cacém, subdivididos em dois Membros informais. Estes depósitos são atribuídos a fácies proximais a médias de leques aluviais (membro inferior) transitando verticalmente para fácies distais com influências do tipo "sabkha" (membro superior), por retrogradação do sistema deposicional e subida eustática relativa do nível do mar.

Key-words: Triasic, Souhern Portugal, sedimentology, Alluvial- fan.

*Abstract:*Sedimentological field-characterization of the Triasic deposits ("Grês de Silves") from Santiago do Cacém (south-western Portugal). Two informal members are described: the older one corresponding to coarse conglomeratic proximal to medial alluvial-fan facies; the younger one corresponding to distal facies with fine-grained deposits presenting abundant pedogenic and eodiagenetic feautres associated to "sabkha"-type influences. These two members correspond to a retrogradation of the alluvial-fan system, associated to an eustatic relative sea-level rise.

1. INTRODUÇÃO

Os primeiros trabalhos acerca dos depósitos mesozóicos basais da região de Santiago de Cacém devem-se a Choffat (1887), Freire de Andrade (1937) e Manupella (1970), tendo sido definida a sucessão estratigráfica de conglomerados, arenitos finos e margas, atribuídos ao "Infra-Liásico", cobertos por dolomias fossilíferas liásicas. A caracterização sedimentológica detalhada viria a ser realizado por Palain (1976), no âmbito do estudo exaustivo e à escala nacional das unidades terrígenas do início do Mesozóico, designadas por "Grês de Silves". A escassez de afloramentos e a tectónica de fracturação justificaram a menor atenção então prestada aos depósitos triásicos de Santiago do Cacém, não tendo impedido no entanto a definição e interpretação de três termos litostratigráficos distintos, à semelhança do Algarve e Beira Litoral.

Palain (1976) atribuíu ao Triásico um termo basal Sc 1 areno-conglomerático, de tendência macrosequencial positiva com espessura entre 80 e 120 m, e um termo intermédio Sc 2 essencialmente pelítico, com intercalações arenosas e espessura entre 40 e 80 m. O termo Sc 3, de natureza dolomítica, fossilífero e com espessura entre 15 e 20 m, corresponderia já ao início do Liásico, estando coberto por vulcanitos básicos. O termo Sc 1 traduziria essencialmente ambientes de leque aluvial, com "debris-flow" e "sheet-flood", a par de rios entrançados com barras arenosas e transbordos lutíticos, materializados em unidades sequenciais com 1 a 3 m de espessura. O termo Sc 2 marcaria uma evolução para condições de sedimentação em ambiente de laguna, com abundante decantação lutítica, afectada por esporádicos acarreios terrígenos arenosos e carbonatação na sequência de exposições sub-aéreas.

No mais recente trabalho até à data (Manuppella, 1983b), são introduzidos alguns dados novos, nomeadamente: o termo basal (80-120 m) é atribuído a leques sedimentares e rios meandriformes temporários; não foram evidenciados depósitos evaporíticos significativos no termo seguinte (80 m); não terá havido variação no ambiente sedimentar na passagem de um termo para o outro.

Neste trabalho, ainda preliminar, apresentam-se novas observações de terreno, com a intenção de completar (ou em alguns casos actualizar) as anteriores interpretações paleoambientais.

2. O TERMO BASAL (*Membro de Convento*)

Este membro encontra-se presente em toda a extensão N-S da mancha triásica, cerca de 10 Km na direcção N-S (vd. Inverno et al., 1983; Manupella, 1983a; Oliveira, 1984), sendo detectável um aumento da sua espessura de N para S, desde cerca de 10 m em Pinheiro até cerca de 100 m em Convento. Os depósitos são compostos por alternâncias de conglomerados, arenitos e raros lutitos, por vezes organizados em sequências básicas positivas. Os balastros são de natureza essencialmente siliciosa, detectando-se variações laterais no sentido dum predomínio de quartzito sobre

* Centro de Geologia da Univ. de Lisboa e GeoFCUL. Fac. de Ciências, Campo Grande C-2, 5º. 1700 LISBOA. E-mail: Pimentel a fc.ul.pt

quartzo para S, enquanto o cherte e pórfiro apenas se encontram nas áreas mais a N. Particularmente importante é a presença de clastos de pórfiros ácidos, cuja proveniência terá que ser atribuída aos afloramentos do Maciço de Beja,situados a mais de 50 km para NE de Santiago do Cacém. A matriz arenosa é de natureza quártzica, com escasso xisto e sem feldspatos. A ferruginização dos depósitos é quase constante, atenunando-se para o topo deste membro, observando-se lutitos com marmoreado hidromórfico e micro-conglomerados com cimentação dolomítica.

A organização dos depósitos é bastante variável, encontrando-se complexos amalgamados de "debris-flows" areno-conglomeráticos (mais abundantes para S), sequências positivas com forte gradação, e sequências de base areno-conglomerática e topo lutítico bem desenvolvido, correspondendo a graus crescentes de estruturação da sedimentação.

Com base no aumento de: dimensão dos clastos; proporção relativa das fácies Gm+Gms+Sc *versus* Sm+Fm; estruturação dos depósitos; abundância de clastos siliciosos; e redução/carbonatação dos depósitos; detecta-se uma tendência macrossequencial positiva.

3. O TERMO INTERMÉDIO (*Membro de Ademas*)

Este membro encontra-se representado desde a extremidade N dos afloramentos triásicos (com espessura próxima de 80 m) diminuindo de espessura para S (até cerca de 10 m). Os depósitos essencialmente lutíticos são compostos pelo empilhamento de unidades com geometria tabular à escala hectométrica e espessura entre 0.5 e 2 m. Cada sequência básica positiva é constituída por um fino nível arenoso (maciço ou raramente com estratificação oblíqua), lutitos vermelhos gradados e argilas laminadas, apresentando estas algumas marcas de redução e dolomitização, lateralmente descontínua. Por vezes, os lutitos apresentam perfis pedogénicos carbonatados com 1 a 2 m de espessura, evoluindo ascendentemente desde marmoreado hidromórfico, manchas carbonatadas e nódulos coalescentes, até constituirem um horizonte carbonatado nodular no topo. Para o topo deste membro, torna-se abundante a calcite fibrosa (epigenia de gesso ?) em espeleotemas laminares horizontais com 1 a 2 cm de espessura.

Ao longo da macrosequência observam-se duas tendências gerais: um aumento da espessura das seqências básicas, e uma diminuição da intensidade das carbonatações, traduzindo a evolução das taxas de sedimentação.

4. CONCLUSÕES

O Membro de Convento é atribuído a fácies proximais a médias de leques aluviais, com sedimentação grosseira e estruturação reduzida. A presença dos clastos de pórfiro aponta no entanto para a existência de acarreios de proveniência longínqua, levando a considerar que uma vasta área do Baixo Alentejo ocidental funcionaria como fonte de alimentação dos depósitos triásicos de Santiago do Cacém.

O Membro de Ademas é atribuído a fácies distais dos referidos leques aluviais, com sedimentação essencialmente lutítica organizada em sucessivos acarreios tabulares. As pausas sedimentares características destes ambientes distais promoveriam o desenvolvimento de perfis pedogénicos, correspondentes a paleossolos carbonatados, ou já eodiagenéticos (dolomitização). A existência de condições lagunares não se encontra atestada por quaisquer estruturas ou outros aspectos característicos, devendo os níveis calcíticos corresponder a ambientes vadosos do tipo "sabkha".

A tendência positiva do membro inferior, transitando para um membro superior lutítico e de carácter distal, configura um modelo de retrogradação de ambientes de leques aluviais em condições climáticas sub-áridas. Se bem que não haja evidências de inter-acção entre os referidos leques e ambientes litorais (do tipo "fan-delta" ou lagunas evaporíticas), esta evolução poderá ser associada a uma subida eustática relativa (materializada nas dolomias subsequentes, depositadas em lagunas costeiras supra-tidais; Manupella, 1983b), seja como causa ou seja como efeito. A crescente proximidade e influência dos ambientes marinhos poderá também explicar os processos freáticos de precipitação de gesso (?), calcite e dolomite, questão que necessitará de estudos mais aprofundados.

Bibliografia

CHOFFAT, P. (1887) - Recherches sur les terrains sécondaires au Sud du Sado. *Com. Trab. Serv. Geol. Port.*, 1: pp. 222-312.

FREIRE DE ANDRADE, C. (1937) - Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura. *Mem. Serv. Geol. Port.*, 235 p.

INVERNO, C.; MANUPELLA, G.; ZBYSZEWSKI, G. (1983) - Carta Geológica na escala 1:50.000, Folha 42-C (Santiago do Cacém) e Notícia Explicativa. *Serv. Geol de Portugal.*

MANUPELLA, G. (1970) - Rochas dolomíticas de Santiago do Cacém. *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, 19: pp 277-295.
MANUPELLA, G. (1983a) - O Dogger de Santiago do Cacém. *Comun. Serv.Geol.Port.*, 69: pp. 47-61
MANUPELLA, G. (1983b) - Mesozóico. *in* Inverno et al. (1983).
OLIVEIRA, J.T. (1984) - Carta Geológica de Portugal 1:200.000; Folha 7 e Not. Explic. (coord.). *Serv. Geol. de Port.*
PALAIN, C. (1976) - Une série détritique terrigène, les "Grès de Silves": Trias e Lias inférieur du Portugal. *Mem. Serv. Geol. Port.*, N.S.25, 363 p.

Interpretação do vector MRN em amostras do Grés de Silves Uma aproximação magnetostratigráfica

C. R. GOMES*

Palavras Chave: Grés de Silves; Formação de Conraria; Triásico superior; paleomagnetismo

Resumo: São apresentados os resultados paleomagnéticos obtidos em perfis de Grés de Silves: Santa Cristina, Conraria e Quinta da Conraria, a Norte do Tejo (Formação de Conraria) e Budens e Vale de Boi, no Algarve. A componente característica, isolada para as amostras dos perfis a Norte do Tejo, apresenta polaridade inversa. Pelo contrário, para as amostras dos perfis do Algarve, a componente característica corresponde a uma polaridade normal. Os dados obtidos permitiram atribuir, à componente isolada, uma idade do Triásico superior e efectuar a sua interpretação magnetostratigráfica.

Key-words: Grés de Silves; Conraria Formation; Upper Triassic; paleomagnetism; Portugal.

Abstract: Paleomagnetic results of Grés de Silves sections are presented: four sites are from Conraria Formation sections (Santa Cristina, Conraria and Quinta da Conraria) near Coimbra and the other two are from the Algarve sections (Budens and Vale de Boi). The Upper Triassic characteristic component from the Conraria Formation always shows reversed polarity directions and the one from the Algarve sites presents normal polarity directions. A magnetostratigrafic interpretation of the data is also presented.

Na sequência de trabalhos anteriores (GOMES, 1990; GOMES, 1996), conducentes à análise do vector Magnetização Remanescente Natural (MRN) em perfis de *Grés de Silves*, são apresentados os resultados referentes a amostragem efectuada em perfis a Norte do Tejo e no Algarve. A localização dos diferentes sítios amostrados consta da tabela 1.

Tabela 1 - Localização dos sítios amostrados. (1) nom. de PALAIN, (1976).

Nº de Sítios	Nº de amostras	Termo (1)	Localização	Lat. (°N)	Long. (W°)
3	315	A2	Conraria	40.17	8.40
2	34	A2	Qt. da Conraria	40.17	8.39
2	15	A1+A2	Barrô	40.40	8.40
1	20	A2	Lameiras	40.38	8.40
1	9	A1	Sta. Cristina	40.35	8.38
2	25	A1	Coimbra	40.20	8.39
2	29	A2+B1?	Espinhal	40.02	8.34
1	24	C1	Coimbra	40.22	8.41
1	21	C1	Lordemão	40.24	8.40
1	27	AB1	Budens	37.09	8.82
1	19	AB1	Vale de Boi	37.09	8.81

No campo, a colheita e orientação das amostras foi efectuada de acordo com os preceitos habitualmente seguidos na amostragem para estudos paleomagnéticos (cf. GOMES, 1996).

No laboratório de paleomagnetismo as amostras foram submetidas a rotinas de desmagnetização térmica/medição da MR, até máximos de 700°C. A medição da MRN e da MR foi efectuada em magnetómetros rotativos do tipo "fluxgate" e magnetómetros criogénicos, função dos valores de J_0. A desmagnetização térmica processou-se em desmagnetizadores modelo Schonsted TSD-1. Em algumas colecções de amostras procedeu-se igualmente à medição da susceptibilidade magnética (K), após cada passo de desmagnetização, numa balança KLM-2. Para estudar as curvas referentes à Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI), alguns exemplares foram submetidos a ciclos sucessivos de aplicação de um campo magnético (crescente a cada ciclo)/ medição da MRI, até 1Tesla.

*Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Apartado 3014, 3049 Coimbra Codex

Do conjunto das amostras estudadas, apenas c. de 18% permitiu isolar uma componente característica que se supõe coeva da sedimentação. Pela análise dos resultados obtidos pode verificar-se que, relativamente ao registo paleomagnético, as amostras estudadas agrupam-se em três conjuntos:

– um composto por todas as amostras que permitiram definir duas componentes: uma com valores direccionais próximos aos do campo actual e uma segunda admitida como característica; as curvas de desmagnetização, bem como as curvas de IRM, são compatíveis com a presença de hematite especularítica. Encontramos exemplos destas amostras nos perfis de Santa Cristina, da Conraria, da Quinta da Conraria, de Budens e de Vale de Boi;

- um outro englobando as amostras cuja resposta à desmagnetização e respectivo cálculo de componentes permitiu classificá-las como total ou parcialmente remagnetizadas; bons exemplos deste tipo de amostras são as referentes ao perfil do Espinhal.

- um último conjunto, no qual foram agrupadas as amostras cujas curvas de desmagnetização térmica são caracterizadas por: (a) possuírem espectros de temperaturas de bloqueio distribuídas, (b) apresentarem alteração química durante a desmagnetização térmica e (c) baixos valores de J_0, incompatíveis com um registo determinável. Bons exemplos destas amostras pertencem aos perfis de Lameiras, de Coimbra, de Lordemão e também ao perfil da Conraria.

As componentes características agora apresentadas, cujos valores direccionais estão representados na figura 1, pertencem todas ao 1° conjunto. Da tabela 2 constam os valores médios das componentes características, por sítio considerado, após aplicação da correcção estratigráfica. No perfil da Conraria optámos por considerar dois sítios, função da localização das amostras.

Como se pode concluir, por leitura dos dados, a componente característica das amostras dos sítios 1, 2, 3 e 4 corresponde a um paleocampo inverso, enquanto que para as amostras dos sítios 1 e 2, referentes a perfis da Orla Meridional, a componente característica testemunha um paleocampo normal. Contudo, ambas as direcções são compatíveis com uma idade do Triásico superior.

Tabela 2 - Valores médios das componentes calculadas por sítio (valores direccionais com correcção estratigráfica). Dec. - declinação; Inc. - inclinação; α_{95} e K - parâmetros da estatística de Fisher.

Componente	N	Dec (°)	Inc. (°)	α_{95} (°)	K
1 - STRI	8	164.9	-28.9	4.5	150
2 - GSC1I	16	184.6	-19.6	7.9	22.7
3 - GSC2I	19	189.1	-17.5	5.5	38.6
4 - QCI	21	186.6	-17.9	8.4	15.2
5 - GSBI	23	342.2	26.9	6.4	23.6
6 - GSVI	12	341.4	25.1	4.7	85.2

Os dados em análise, referentes às amostras do *Grés de Silves* nas proximidades de Coimbra (STR I, GSC1 I. GSC2 I e QC I), pertencem a perfis da *Formação de Conraria* (= Camadas de Conraria, CARVALHO, 1950; Seq. A *in* PALAIN, 1976). Em todas as amostras que permitiram definir uma componente característica, esta corresponde a uma componente inversa, pelo que algumas questões se colocam:

(1) - ter-se-ão as camadas que constituem a *Formação de Conraria* depositado, na sua totalidade, sob influência dum campo de polaridade inversa?

(2) - as amostras, para as quais foi possível calcular uma componente de magnetização, pertencem a camadas que se terão formado, e apenas elas, durante um intervalo de polaridade inversa? (E isto porque, para algumas camadas não foi possível determinar a componente característica).

(3) - terá a magnetização suporte diagenético e assim, as camadas que constituem, nos perfis estudados a *Formação de Conraria*, terão adquirido a sua magnetização característica num só tempo, embora próximo da deposição? (As componentes isoladas, embora por vezes ainda com contribuição da componente secundária suportam, como foi dito, uma idade triásica).

Por sua vez, os dados relativos aos perfis do Algarve comportam-se de forma contrária; neles apenas foram isoladas componentes com inclinação positiva e declinação Norte, valores compatíveis com os obtidos por PARÉS & DINARÉS (1994).

Apenas pelos dados direccionais, é difícil estabelecer equivalências com as Escalas de Inversão de Polaridade do Triásico superior (*e.g.* GRADSTEIN *et al.*, 1995; KENT *et al.*, 1995; GALLET *et al.*, 1996; GALLET *et al.*, 1998).

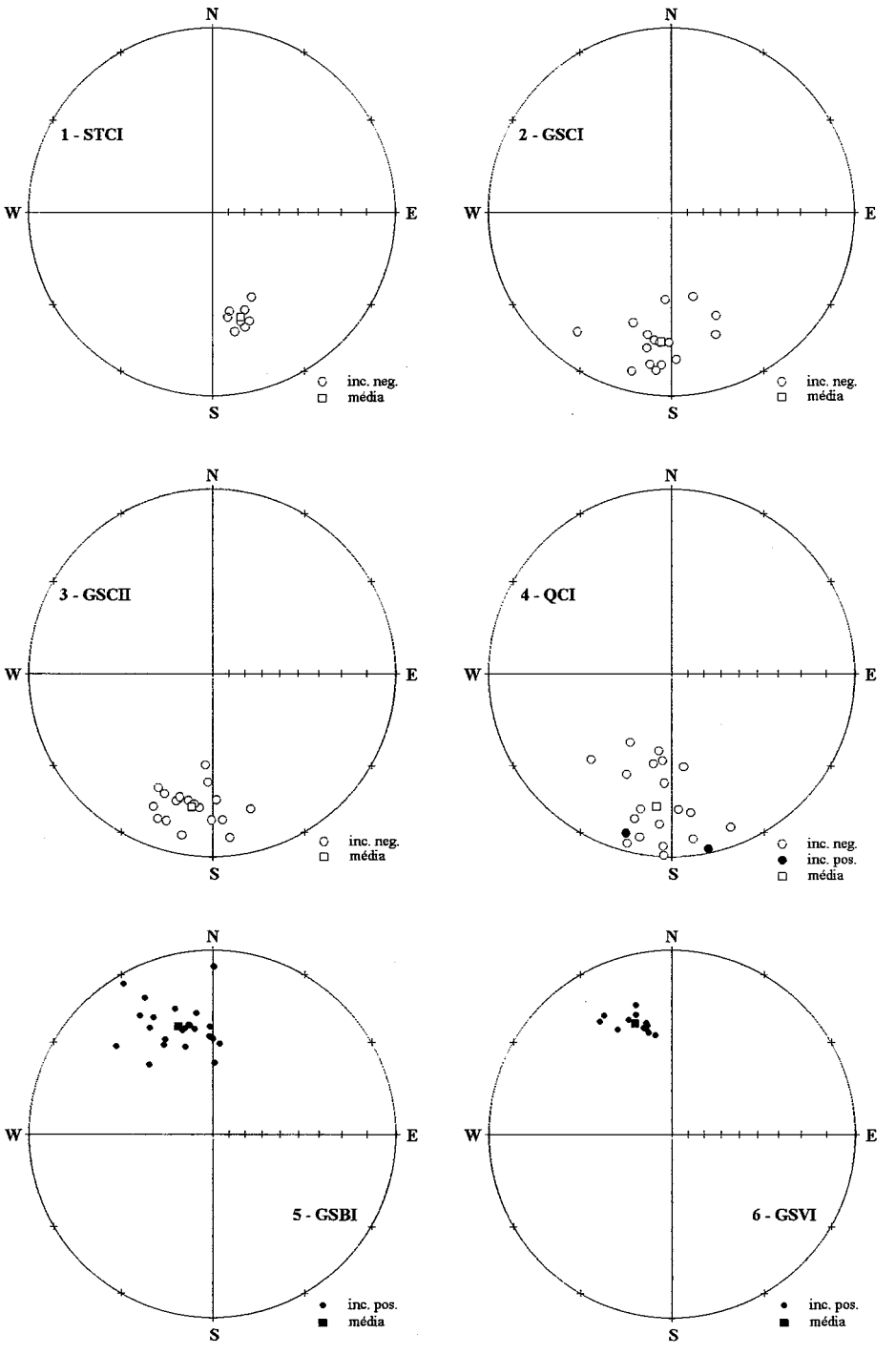


Fig. 1 - Projecções estereográficas das direcções obtidas para os diferentes sítios considerados. 1 - Santa Cristina; 2 - Conraria; 3 - Conraria; 4 - Quinta da Conraria; 5 - Budens; 6 - Vale de Boi.

Contudo, admitindo como provável que os limites temporais da *Formação de Conraria* rondam os 226±2 Ma e os 215±4 Ma (SOARES *et al* , 1993, DUARTE, 1995, SOARES & DUARTE, 1995, 97, GOMES, 1996; SOARES &

GOMES, 1997), a sua idade será essencialmente carniana, com A_1 e A_2 a terem idades prováveis juliana (tuvaliana ?) e tuvaliana (base do Laciano ?), respectivamente. Por sua vez o AB1 no Algarve, a julgar pelos valores de paleolatitude, pode colocar-se igualmente no Tuvaliano.

AGRADECIMENTOS: Ao Prof. A.F. Soares do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, ao Prof. J. Montenegro do Instituto Geofísico da Universidade do Porto e ao Doutor J. M. Parés do Lab. de Paleomagnetismo Jaume Almera (CSIC, Barcelona, Espanha).

REFERÊNCIAS:

CARVALHO, G. S. (1950) — Considerações sobre a estratigrafia das formações mais antigas da Orla Meso-Cenozóica Ocidental de Portugal. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 27: pp. 17-27.

DUARTE, L. V. (1995) — *O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e evolução sedimentológica.* Dissertação Univ. Coimbra. 349 p.

GOMES, C. R. (1990) — *O paleomagnetismo aplicado à geologia. Alguns resultados paleomagnéticos das séries do Triásico Superior (Grés de Silves) e Liásico Médio (Calcários de Loreto) da Bacia Lusitaniana.* Provas APCC, Centro de Geociências da Univ. Coimbra. 101p.

GOMES, C. R. (1996) — *Observações Paleomagnéticas no Quadro da Bacia Lusitaniana (1ª Fase de Rifting). (Estudo da estabilidade da magnetização remanescente natural).* Dissertação Univ. Coimbra. 254 p.

GALLET, Y., BESSE, J., KRYSTYN, L. & MARCOUX, J. (1996) — Norian magnetostratigraphy from the Scheiblkogel section, Austria: constraint on the origin of the Antalya Nappes, Turkey. *Earth Planet. Sci. Lett.* , 140: pp. 113-122.

GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VEEN, P. V., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1995) — A Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale. *In Geochronology, Times Scales and Global Stratigraphic Correlation.* W. A. Berggren, D. V. Kent, M. P. Aubry & J. Hardenbol Eds. SEPM. SP, 54: pp. 95-126.

KENT, D. V., OLSEN, P. E. & WITTE, W. K. (1995) — Late Triassic-earliest Jurassic geomagnetic polarity sequence and paleolatitudes from drill cores in the Newark rift basin, eastern North America. *J. Geophys. Res.*, 100: pp. 14 965-14 998.

PALAIN, C. (1976) — Une série détritique terrigéne. Les *Grés de Silves* Trias et Lias inférieur du Portugal. Mem. 25 (Nova Série), *Serv. Geol. Portugal,* 411p.

SOARES, A. F., ROCHA, R. B., ELMI, S., HENRIQUES, M. H., MOUTERDE, R., ALMERAS, Y., RUGET, C., MARQUES, J., DUARTE, L. V., CARAPITO, M. C. & KULLBERG, J. (1993) — Le sous-bassin nord-Lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". *C. R. Acad. Sci. Paris,* 317, série II: pp. 1659-1666.

SOARES, A. F. & DUARTE, L. V. (1995) — A organização da Bacia Lusitaniana.O ciclo Trias—Caloviano e o espectro das influências tectónicas e eustáticas. IV Congresso Nacional de Geologia, Resumos Alargados, *Mem nº 4* do Museu e Lab., Min. e Geol. da Fac. de Ciências da Univ. Porto. pp. 139-142.

SOARES, A. F. & DUARTE, L. V. (1997) — Tectonic and eustatic signatures in the lower and middle Jurassic of the Lusitanian Basin. *Com. IV Conr. Jurásico de España*; Alcañiz: pp. 111-114.

SOARES, A. F. & GOMES, C. R. (1997) — A Geologia do Baixo Mondego (Organização do Mesozóico). *In* Seminário "O Baixo Mondego", Universidade de Coimbra. Projecto Praxis XXI - 2/21/CTA/156/94: pp. 5-20.

PARÉS, J. M. & DINARÉS-TURELL, J. (1994) — Iberian Triassic paleomagnetism revisited: Intraplate block rotations versus polar wandering. *Geophys. Res. Lett.*, 21: pp. 2155-2158.

Nódulos de sílex e veios de quartzo hospedados na Formação "Calcários e calcários dolomíticos com nódulos de sílex", de idade Carixiana. Praia do Belixe, Algarve.

PEDRO TERRINHA* & CARLOS RIBEIRO**

Resumo: Os nódulos, leitos e veios siliciosos da formação carixiana da praia do Belixe, revelam uma complexa história pós-deposicional, envolvendo movimentações verticais do sedimento silicioso numa fase pré-lítica, dolomitização destes sedimentos, e dissolução com posterior reprecipitação em veios quartzosos. Os movimentos do percursor dos cherts, provavelmente sílica-gel, ocorrem numa fase pré-lítica dos carbonatos com a formação de nódulos de diversas formas e posição em relação às camadas originais de chert e do sedimento hospedeiro; numa segunda fase com os carbonatos parcialmente litificados desenvolveram-se diaclases e "diques" de chert. Vénulas com preenchimento de calcedónia e quartzo formaram-se durante a compacção.

Abstract: Preliminary results on chert nodules and beds, and quartz veins hosted in Carixian carbonates from Praia do Belixe, reveal a complex kinematic and chemical post-depositional history. Evidences of vertical movements of the siliceous sediments, silica dissolution and redeposition along veins, and strong dolomitization affecting both the carbonates and the siliceous sediments. Chert nodules and bed geometries suggest pre-lithic mobility, while the chert was still a gel. Drop-like geometries of some nodules, suggests movements in a pre-lithified carbonate host; chert-dike structures along joints ocurred within a lithified host.

INTRODUÇÃO

Os "Calcários e calcários dolomíticos com nódulos de sílex" de idade carixiana (ROCHA, 1976), aflorantes na Praia do Belixe, Baía da Armação Nova e Cabo de S. Vicente (Sagres - Algarve Ocidental), apresentam aspectos únicos de evolução cinemática e química dos sedimentos siliciosos que contêm. Ao contrário de outras unidades de idade jurássica e cretácica da Bacia Algarvia onde seja frequente a existência de sedimentos siliciosos intercalados nas sequências carbonatadas, os cherts desta formação apresentam testemunhos de movimentação vertical e evidenciam uma evolução química pós-deposicional, marcada pela dolomitização de nódulos de sílex e remobilização da sílica com posterior reprecipitação em pequenas vénulas.

Os objectivos principais deste trabalho são a caracterização preliminar dos movimentos do sílex e da expressão textural da evolução química pós-deposicional que sofreram.

SEDIMENTOS SILICIOSOS

Os sedimentos siliciosos ocorrem sob duas formas distintas nos afloramentos da Praia do Belixe: i) sob a forma de nódulos; ii) ou sob a forma de bancadas, interestratificadas com os calcários, com espessura média de 4 cm.

Os nódulos de sílex apresentam formas grosseiramente elipsóidais oblatas, com o achatamento perpendicular à estratificação. Por vezes ocorrem alinhados segundo planos muito inclinados (70°-90°) frequentemente materializados por fracturas. Muitas dessas fracturas encontram-se preenchidas por relíquias de quartzo ou por sílex (Fig.1). Outros nódulos encontram-se isolados nas camadas de calcário. À vista desarmada, os nódulos não apresentam nenhum tipo de estrutura interna.

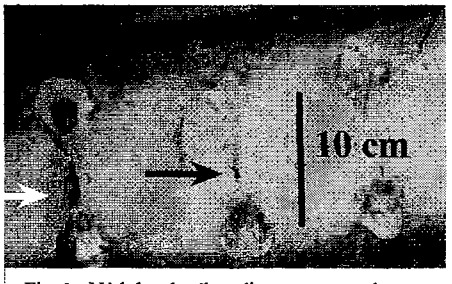


Fig. 1 - Nódulos de sílex, dispostos segundo planos muito inclinados, unidos por fracturas preenchidas por sílex e quartzo (setas).

Sobre a estratificação os eixos maiores das secções de nódulos apresentam-se orientados preferencialmente, com uma maior incidência para direcções próximas do azimute 110° (Fig. 2 A), que corresponde a uma das direcções locais de diaclasamento (TERRINHA, 1998).

Os leitos de chert, são concordantes com os calcários e apresentam continuidade lateral à escala do afloramento. A sua espessura nunca ultrapassa os 10 cm. Os limites dos leitos de chert apresentam, frequentemente, dois comportamentos: 1) base plana com topo formando cuspides (Fig. 3), morfologicamente análogas às desenvolvidas na interface entre duas substâncias, de comportamento reológico dúctil, e acentuado contraste de viscosidade (RAMSAY & HUBBER, 1987); 2) topo plano e base irregular, apresentando figuras geometricamente análogas às figuras de carga (Fig. 4).

* Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Bloco C2, 5º Piso, Campo Grande, 1700 Lisboa, pagt@fc.ul.pt

** Departamento de Geociências da Universidade de Évora, Apt. 94, 7001 Evora Codex, cribeiro@uevora.pt

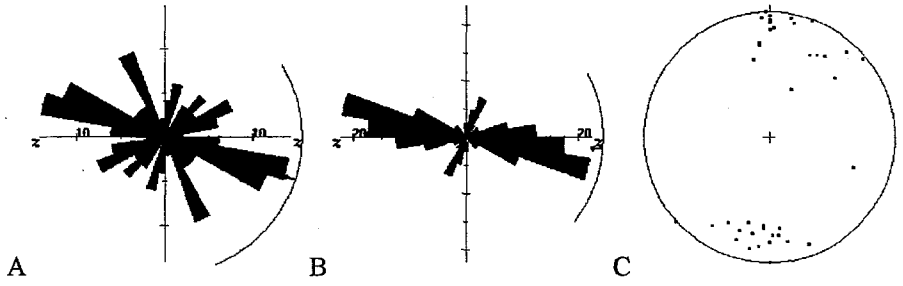


Fig. 2 - A: Rosa vectorial dos nódulos de sílex; B: Rosa vectorial das direcções dos veios de sílex; C: Projecção estereográfica dos polos das vénulas quartzosas.

Quando observadas em planta as cúspides revelam um desenvolvimento segundo orientações preferenciais em torno dos azimutes 110° e 30° (Fig. 2 B e 5).

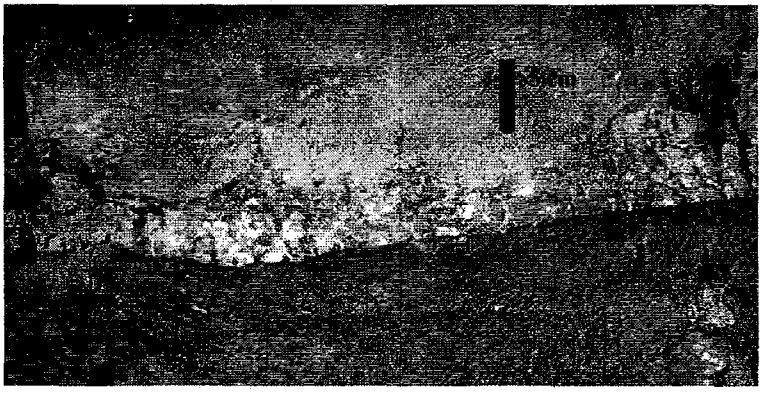


Fig. 3 - Cúspides em leito de chert.

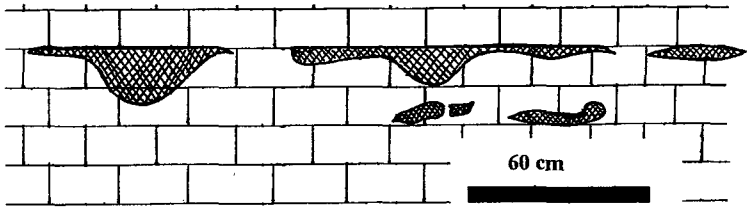


Fig. 4 - Morfologia análoga a figuras de carga na base de leitos de chert.

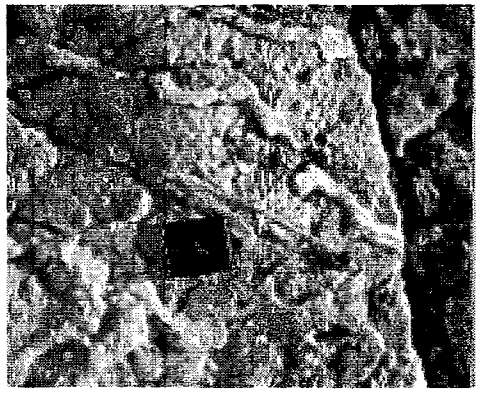


Fig. 5-Cúspides de chert alinhadas (vista horiz.).

Em alguns casos foi possível observar uma ligação entre alguns nódulos gerados a partir de um leito de chert, encontrando-se aqueles como uma protuberância no topo de uma cúspide (Fig. 6), unidos por uma fractura com ou sem preenchimento silicioso; estas formas sugerem que, em alguns casos, poderão nódulos ter sido originados por evolução de cúspides.

Mineralogicamente, os sedimentos siliciosos, são constituídos por calcedónia e quartzo. A origem destes sedimentos não se encontra estabelecida, estando, neste momento, em estudo.

Observa-se com muita frequência que estes sedimentos sofreram fenómenos de substituição associados à dolomitização dos calcários. Alguns dos nódulos encontram-se quase completamente substituídos por dolomite.

VÉNULAS SILICIOSAS E PREENCHIMENTOS SILICIOSOS DE FALHAS

Nas camadas inferiores aflorantes na praia do Belixe ocorrem abundantes vénulas de preenchimento silicioso com espessuras milimétricas, raramente ultrapassando os 10 milímetros, e com comprimentos centimétricos a decimétricos. Apresentam direcções variando entre os azimutes 90° e 110° e inclinações entre 70 e 90° (Fig. 2 C). Algumas destas vénulas encontram-se dobradas com eixos horizontais e planos axiais verticais.

A maioria das vénulas tem como rocha hospedeira as camadas de calcário da unidade. Algumas, porém, cortam nódulos de sílex dolomitizados, estabelecendo uma clara relação temporal com o processo de dolomitização secundária que afecta estas litologias.

A análise petrográfica dos preenchimentos das vénulas revela a existência, como constituintes únicos, de quartzo e calcedónia.

Verifica-se ainda neste afloramento o preenchimento silicioso de algumas falhas. Estas falhas são tardias, fracturando leitos e nódulos de chert, assim como os sedimentos hospedeiros. A associação destes preenchimentos com os restantes corpos siliciosos interestratificados encontra-se em estudo.

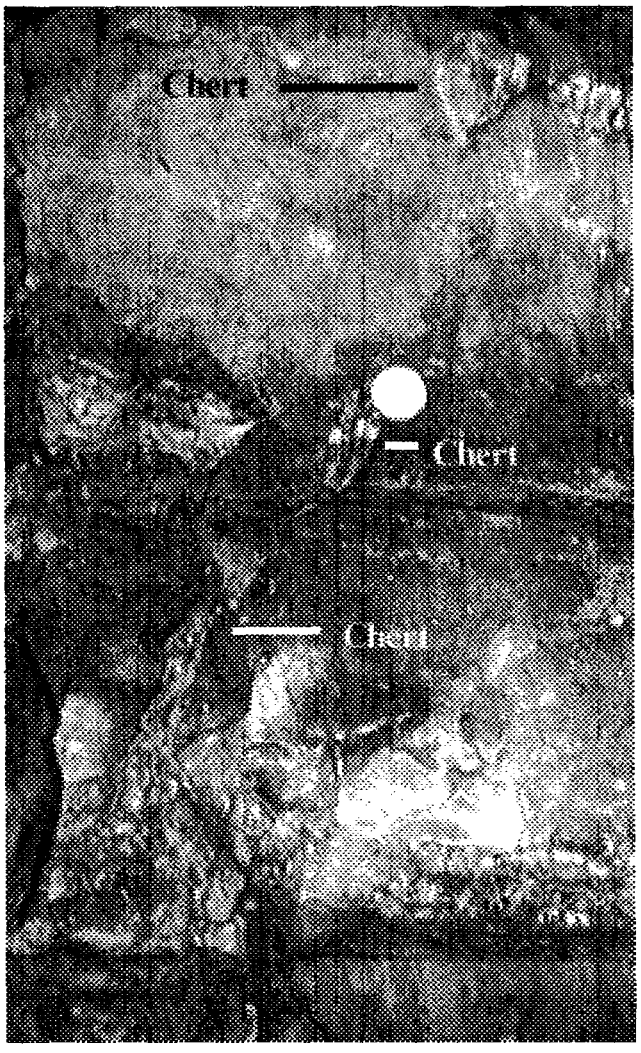


Fig. 6 - Nódulos de chert associados a cúspide.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A unidade dos calcários e calcários dolomíticos com nódulos de sílex aflorante na Praia do Belixe apresenta evidências de cinemática dos sedimentos siliciosos e evolução química pós-deposicional, até agora não descritas na Bacia Algarvia.

A existência de nódulos de sílex e veios de chert com claras evidências de movimentação sem testemunhos texturais de deformação elástica, só pode ser interpretada como tendo a movimentação ocorrido quando os sedimentos eram ainda sílica-gel. No caso de nódulos com a forma de gota, isolados nas camadas de calcário, e dos leitos de chert com a base ondulada, análogos a figuras de carga, essa movimentação deve ter ocorrido condicionada pelo contraste de densidade entre os sedimentos siliciosos e a vasa carbonatada, quando esta ainda não estava litificada. A instalação dos diques de chert, por outro lado, deverá ter ocorrido quando os sedimentos siliciosos ainda mantinham a sua forma gel, mas posteriormente à litificação da vasa carbonatada, por forma a permitir o prévio desenvolvimento de diaclases. Este processo de ascensão ao longo de diaclases, encontra-se perfeitamente testemunhado pelos nódulos que contactam com os leitos, a partir dos quais se separaram, por uma fractura preenchida por chert ou por quartzo microcristalino.

Após esta fase de intensa movimentação, toda a unidade sofre um processo de dolomitização que vai afcctar tanto os calcários como os próprios nódulos de sílex, chegando, em alguns casos, quase à total substituição dos sedimentos siliciosos. Como consequência provável da dolomitização dos sedimentos siliciosos, especula-se aqui que a sílica dissolvida dos leitos de chert e dos nódulos de sílex reprecipitou em vénulas perpendiculares à estratificação dos sedimentos hospedeiros e que este processo tenha sido contemporâneo da compacção e estádios finais da litificação, como é sugerido pela posição ainda hoje sub-horizontal dos estratos e dobramento das vénulas de quartzo.

A co-existência de calcedónia e quartzo nas vénulas - e também nos nódulos de sílex - sugere uma sequência de transformações: sílica-gel $\Rightarrow$ calcedónia $\Rightarrow$ quartzo. Espera-se que o estudo microtermométrico, presentemente em curso, de inclusões fluidas existentes nos cristais de quartzo forneça dados relativos à origem dos fluidos e estabeleça

um limite de temperatura para a transformação calcedónia ⇒ quartzo. Os dados microtermométricos poderão, ainda, contribuir para a estimativa do paleogradiente geotérmico à data da génese das vénulas de quartzo.

O facto das orientações dos nódulos de sílex dos veios de chert e das vénulas de sílica serem praticamente paralelas, sugere que as diferentes etapas atrás descritas tenham ocorrido num intervalo restrito de tempo, provavelmente antes da discordância erosiva da base do Toarciano, dado que a orientação NNE-SSW da distensão não se verifica em sedimentos posteriores aos do Carixiano e, o comportamento da unidade "Calcários e calcários dolomíticos com nódulos de sílex" de idade carixiana se revelou frágil em relação a falhas que cortam a base do Toarciano sobrejacente no mesmo afloramento.

BIBLIOGRAFIA

RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987) - The techniques of modern structural geology. *Academic Press*. London. 700 p.

ROCHA, R. B. (1976)- Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental, *Ciências da Terra*, UNL, Lisboa, vol. 2, 178p..

TERRINHA, P.A.G. (1998)- Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin. PhD thesis, University of London, U.K..430p.

Variations des associations de Foraminifères dans le Domérien du Bassin lusitanien, en relation avec les fluctuations de l'environnement

F. BRUNEL*, L. BONNET**, C. RUGET***, J. REY*, R. MOUTERDE ****& R. ROCHA*****

Palavras-chave: Foraminíferos; Domeriano; Bacia Lusitaniana; Portugal ; tratamento estatístico; estratigrafia sequencial.

Resumo : Análises quantitativas de associações de Foraminíferos em três perfís geológicos do Domeriano da Bacia Lusitaniana permitem reconhecer variações ambientais no espaço e no tempo, em particular flutuações de 3ª ordem do nível do mar e modificações das condições de oxigenação.

Mots-clés : Foraminifères; Domérien; Bassin lusitanien; traitements statistiques; stratigraphie séquentielle.

Résumé : Les analyses quantitatives d'associations de Formaminifères dans 3 coupes du Domérien dans le bassin lusitanien permettent de reconnaitre des variations environnementales, dans l'espace et dans le temps, en particulier les fluctuations de 3ème ordre du niveau marin et les changements dans les conditions d'oxygénation.

INTRODUCTION

Les peuplements de Foraminifères ont été analysés sur 3 coupes du Domérien, dans le Bassin lusitanien : São Pedro de Muel, Rabaçal et Tomar (fig. 1). Les séries stratigraphiques, bien datées par les Ammonites (Mouterde, 1967; Mouterde *et al.*, 1971), peuvent être corrélées à l'échelle de la sous-zone. Bien qu'elles ne soient pas disposées sur un même alignement et qu'elles se situent sur des blocs différents (de part et d'autre de la faille de Nazaré), elles montrent une polarité sédimentaire, par changement de faciès - de dépôts à dominante marneuse à des dépôts à dominante calcaire - et réduction d'épaisseur de l'Ouest vers le Nord Est et le Sud Est. Les échantillonnages ont été réalisés dans les niveaux marneux : 38 à São Pedro de Muel (sur 22m d'épaisseur), 16 à Rabaçal (11m) et 13 à Tomar (7,50m). Pour chaque prélèvement, 1kg de marnes a été lavé, et les résidus triés. 4796 spécimens, au total, ont été extraits et étudiés.

LES TAXONS DE FORAMINIFERES

64 taxons (genres, espèces, morphogenres) de Foraminifères ont été recensés sur l'ensemble des 3 coupes. Ils appartiennent essentiellement à la famille des Nodosariidés où l'on a reconnu :

- le genre *Lenticulina*, avec ses divers morphogenres (Ruget, 1985), à test soit enroulé (Mg. *Lenticulina*), soit en voie de déroulement (Mg. *Planularia*, *Astacolus*, *Marginulina*) ; ce genre est représenté par 36 taxons ;
- divers genres à test rectiligne : *Ichthyolaria* (6 taxons), *Marginula* (2 taxons), *Dentalina* (6 taxons), *Pseudonodosaria* (5 taxons), *Nodosaria* (3 taxons), *Vaginulina* (1 taxon), *Lingulina* (1 taxon).

Deux autres genres ont été identifiés : *Ammodiscus* (1 taxon) et *Ophtalmidium* (1 taxon).

ETUDE COMPARATIVE DES PEUPLEMENTS DANS LES 3 COUPES

Diversité, Densité, Morphologie

La diversité taxonomique est beaucoup plus élevée à Rabaçal et Tomar (près de 10 taxons en moyenne, par niveau de prélèvement) que dans la coupe de São Pedro de Muel (5 taxons par échantillon). Corrélativement, la densité diminue de Tomar (195 spécimens par échantillon) et Rabaçal (108 spécimens par échantillon) à São Pedro de Muel (17 spécimens par échantillon). Les fluctuations d'un niveau à l'autre sont plus fortes à Tomar et Rabaçal qu'à São Pedro de Muel. Les peuplements les plus denses et les plus diversifiés apparaissent à la limite entre les horizons à Monestieri et Nitescens (dans les 3 coupes), et entre les sous-zones à Stokesi et Subnodosus (Rabaçal, Tomar). Le pourcentage des Nodosariidés à test rectiligne (réputés plus profonds) ou en voie de déroulement (pouvant témoigner de milieux hypoxiques) décroît de São Pedro de Muel à Rabaçal et Tomar. Dans la coupe de Rabaçal, le pourcentage des formes droites ou en voie de déroulement diminue de la base au sommet de la coupe, ce qui pourrait indiquer une tendance à long terme de diminution d'épaisseur de la tranche d'eau. Cet examen préliminaire des peuplements révèle donc un gradient géographique, d'un pôle distal, plus profond et moins oxygéné représenté par São Pedro de Muel à un pôle proximal, moins profond et plus

* Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, Université Paul-Sabatier, F31062 Toulouse Cedex
** Laboratoire de Biologie Quantitative, UMR CNRS 5552, Université Paul-Sabatier, F31062 Toulouse Cedex
*** «Chipier», Route de Pimotin, Tupin-et-Semon, F69420 Condrieu
**** Faculté des Sciences, Université Catholique de Lyon, F69288 Lyon Cedex 02
***** Centro de Estratigrafia e Paleobiologia, Universidade Nova de Lisboa, P2825 Monte de Caparica

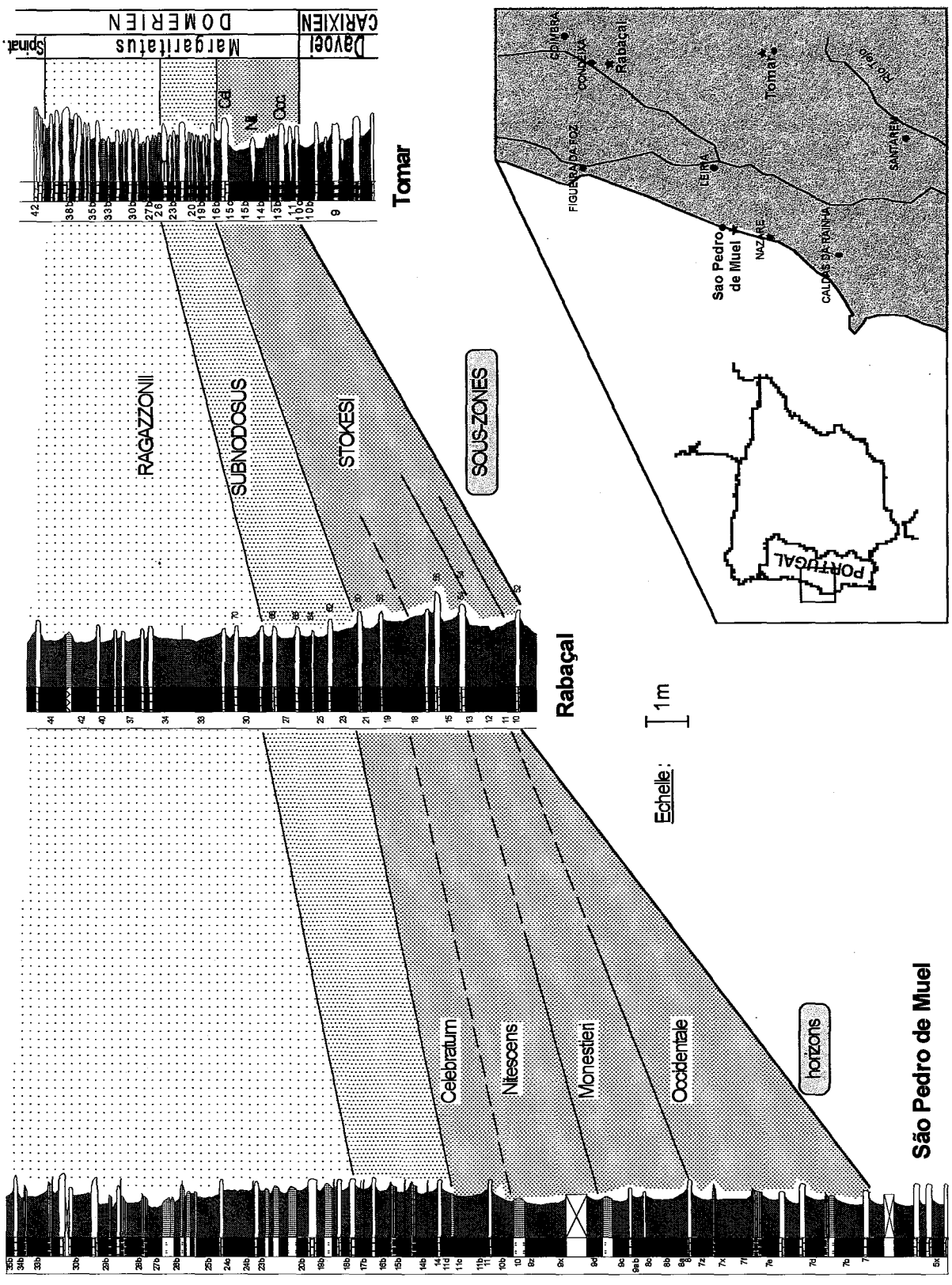


Figure1 - Corrélations biostratigraphiques dans le Domérien sur trois coupes du Bassin lusitanien

Figure 2 - Découpage et corrélations en terme de cortèges sédimentaires fondés sur l'analyse statistique (A.C.M.) du tableau de répartition des taxons de Foraminifères benthiques.

oxygéné matérialisé par Tomar, Rabaçal occupant une position intermédiaire. Cette dernière coupe témoigne par ailleurs d'un milieu moins profond à la partie supérieure qu'à la partie inférieure.

Traitements statistiques

Pour chaque coupe, le tableau de présence-absence des taxons par niveau de prélèvement a fait l'objet de traitements statistiques : Analyses des Correspondances Multiples (A.C.M.) et Classifications Hiérarchiques. Ceux-ci ont permis de distinguer, à partir des 6 premiers axes factoriels, plusieurs groupes d'échantillons, chacun caractérisé par un profil faunique spécifique. 7 groupes ont été différenciés à São Pedro de Muel, 3 à Rabaçal et 4 à Tomar. Ils associent des prélèvements de divers niveaux stratigraphiques et paraissent être en partie liés à la diversité et à la densité faunique. Ils opposent, d'une manière générale, les échantillons prélevés dans les sous-zones à Stokesi et à Subnodosus à ceux provenant de la sous-zone à Ragazzonii (à peuplements appauvris).

Interprétation des axes factoriels de l'A.C.M.

Dans les 3 coupes, les valeurs des divers niveaux de prélèvement pour chacun des axes factoriels de l'A. C. M. disposées dans l'ordre stratigraphique permettent, après filtrage destiné à éliminer les fluctuations aléatoires, de tracer une courbe assimilée à une série chronologique (fig. 2). Une comparaison avec les diverses données disponibles (micropaléontologiques, lithologiques, sédimentologiques, paléogéographiques) peut aider à identifier la signification des facteurs principaux contrôlant les associations de Foraminifères et leur évolution.

Facteur F1 : la courbe des valeurs sur l'axe F1 est étroitement corrélée avec la courbe du nombre des taxons. Cet axe est donc synthétique. Il exprime la richesse biotique, liée à la diversité des habitats.

Facteur F2 : les courbes des valeurs sur l'axe F2 montrent de fortes analogies sur les 3 coupes, avec en particulier des valeurs fortes au passage Monestieri - Nitescens, des valeurs faibles à la partie supérieure de Stokesi, des valeurs fortes dans Subnodosus, et des valeurs faibles à la partie inférieure de Ragazzonii (dans la coupe de São Pedro de Muel, mais non à Rabaçal et Tomar). Les indications apportées par les Ostracodes ainsi que par la stratonomie de la coupe de Tomar, et les analogies avec la procédure développée dans le Bassin d'Aquitaine (Rey *et al.*, 1994) paraissent indiquer que ces fluctuations expriment les variations de profondeur. Les valeurs sur l'axe F2 matérialiseraient donc l'espace disponible et permettraient une identification des séquences de dépôt et des cortèges sédimentaires. Les mêmes fluctuations, calées sur les mêmes sous-zones d'Ammonites, ont été reconnues dans le Quercy (Cubaynes *et al.*, 1995). Ceci plaide en faveur de leur origine eustatique.

Facteur F3 : les valeurs fortes sur cet axe coïncident généralement avec un fort pourcentage de morphogenres de *Lenticulina* en voie de déroulement. Ainsi, l'axe 3 intègrerait les conditions d'oxygénation.

CONCLUSIONS

Du fait de leur sensibilité aux conditions de l'environnement, mise en évidence par divers traitements quantitatifs, les Foraminifères peuvent apporter de précieuses indications sur les milieux de dépôt et leur évolution, contribuant ainsi aux interprétations séquentielles et à l'élaboration de corrélations stratigraphiques.

BIBLIOGRAPHIE

CUBAYNES, R., RUGET, C., REY, J., BONNET, L. & BRUNEL, F. (1995) - Communautés de Foraminifères benthiques et variations du niveau marin dans le Lias moyen du Bassin d'Aquitaine. *Géobios*, M.S. 18: pp. 101-111.

MOUTERDE, R. (1967) - Le Lias moyen de São Pedro de Muel (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, LII: pp. 185-208.

MOUTERDE, R., ROCHA, R.B. & RUGET, C. (1971) - Le Lias moyen et supérieur de la région de Tomar. *Com. Serv. Geol. Portugal*, LV: pp. 55-86.

REY, J., BONNET, L. CUBAYNES, R., QAJOUN, A. & RUGET, C. (1994) - Sequence stratigraphy and biological signals : statistical studies of benthic foraminifera from Liassic series. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 111: pp. 149-171.

RUGET, C. (1985) - Les Foraminifères (Nodosariidés) du Lias de l'Europe Occidentale. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 94: 273p.

Les peuplements d'ostracodes dans le Domérien du Bassin lusitanien

O. N'ZABA-MAKAYA*, B. ANDREU*, J. REY*, F. BRUNEL*, R. MOUTERDE** & R. ROCHA***

Palavras-chave : Populações de ostracodos, Domeriano, Bacia Lusitaniana, Portugal, biostratigrafia, paleoecologia.

Resumo : As populações de ostracodos do Domeriano da Bacia Lusitaniana permitem reconhecer regionalmente a subzona de Stokesi. Os marcadores paleoecológicos mostram a variação temporal e espacial da oxigenação, da temperatura, da espessura da camada de água e do hidrodinamismo.

Mots-clés : Peuplements d'ostracodes, Domérien, Bassin lusitanien, Portugal, Biostratigraphie, Paléoécologie.

Résumé : Les peuplements d'ostracodes du Domérien du Bassin lusitanien permettent de reconnaître régionalement la sous-zone à Stokesi. Les marqueurs paléoécologiques montrent l'évolution temporelle et spatiale de l'oxygénation, de la température, de l'épaisseur de la tranche d'eau, et de l'hydrodynamisme.

INTRODUCTION

Une étude des peuplements d'ostracodes du Pliensbachien (Carixien-Domérien) du Quercy et des Grands-Causses est en cours de réalisation à l'Université de Toulouse III (O. N'.-M.). Elle permettra de comparer les faunes du SW de la France à celles du Bassin lusitanien.

Nous présentons, dans ce travail, les premiers résultats obtenus sur les populations d'ostracodes du Domérien portugais. Nous avons analysé 3 coupes, situées au S de Coimbra : São Pedro de Muel, sur la côte actuelle, Rabaçal et Tomar (fig. 1). La richesse des faunes d'Ammonites du Pliensbachien a permis à Mouterde (1967) et Mouterde *et al.* (1971) de présenter le calage stratigraphique puis de proposer une paléogéographie régionale.

À São Pedro de Muel et Rabaçal, au N de la faille de Nazaré, la sédimentation, épaisse, est à dominante marneuse ; elle est plus subsidente à l'Ouest, à São Pedro de Muel, et présente des intercalations bitumineuses ; à Tomar, au S de la faille de Nazaré, elle est plus calcaire, peu subsidente et de faible épaisseur.

L'analyse proposée permet de recenser les différentes espèces d'ostracodes, d'expliciter l'évolution de la diversité et de la densité des associations, dans le temps, et de préciser l'évolution des principaux paramètres du milieu.

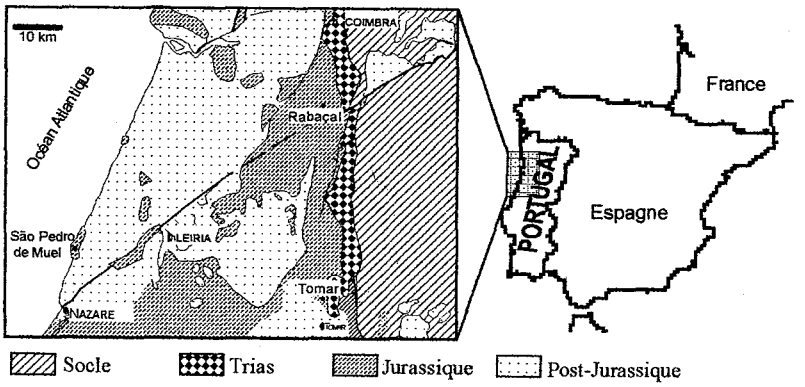


Fig. 1 : Localisation des coupes étudiées

ÉTUDE DES PEUPLEMENTS D'OSTRACODES

Genres et espèces reconnus

Les 65 échantillons récoltés dans les niveaux marneux des 3 coupes révèlent la présence de 1100 individus environ. Nous avons reconnu 18 genres répartis en 54 espèces nominées ou laissées en nomenclature ouverte, appartenant à une dizaine de familles. Toutes les espèces sont marines et benthiques, à l'exception du genre *Polycope*, pélagique. La plupart des espèces nominées ont déjà été recueillies en Europe de l'Ouest (Andreu *et al.* , à paraître).

*Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, Université Paul-Sabatier, F31062 Toulouse Cedex
**Faculté des Sciences, Université Catholique de Lyon, F69288 Lyon Cedex 02
***Centro de Estratigrafia e Paleobiologia, Universidade Nova de Lisboa, P2825 Monte de Caparica

Diversité et densité des associations

La coupe de São Pedro de Muel, à l'W (22 m d'épaisseur, 34 échantillons) a permis de reconnaître 12 espèces et 62 individus ; Rabaçal, au NE (11 m, 16 éch.), 28 espèces et 373 ind. ; Tomar, au SW (7,5 m, 12 éch.), 45 espèces et 692 ind. (fig. 2). La diversité spécifique et la densité des peuplements d'ostracodes diminuent d'E en W. Elles sont faibles dans la série distale de São Pedro et plus élevées dans les séries proximales de Rabaçal et Tomar.

Les associations d'ostracodes sont calées sur les horizons à ammonites (fig. 2). Le Carixien terminal (zone à Davoei) et le passage Carixien-Domérien ne sont pas individualisés. En revanche, le Domérien (zone à Margaritatus) montre des niveaux riches en ostracodes dans la sous-zone à Stokesi, et des niveaux appauvris dans les sous-zones à Subnodosus et Ragazzonii. Dans la sous-zone à Stokesi, on note une absence des ostracodes dans l'horizon à Occidentale, une diversité forte à maximale dans les horizons à Monestieri et Nitescens, et une diversité importante à l'extrême base de la sous-zone à Subnodosus. Les coupures fauniques les plus nettes, localisées sur la fig. 2, semblent présenter un caractère plus paléoécologique que chronologique. Elles coincident, en effet, avec des surfaces remarquables (limite de séquences, surfaces de transgression et d'inondation maximale ... ; Brunel *et al.*, 1998). Les niveaux à fortes diversité et densité pourraient être utilisés dans les corrélations biostratigraphiques régionales.

Marqueurs paléoécologiques et évolution des principaux paramètres du milieu

Les ostracodes sont des organismes très sensibles aux variations des paramètres du milieu. Ils puisent dans leur environnement immédiat tous les éléments indispensables à leur développement et à la construction de la carapace.

Sont résumés sur la fig. 3, les variations du taux en oxygène dissous et de la température (3A), de la profondeur (3B), et de l'hydrodynamisme (3C), de la base (partie gauche des graphiques) au sommet (partie droite) des coupes.

Les espèces appartenant au sous-ordre des Metacopina (genres *Bairdia*, *Ledahia*, *Pseudohealdia*, *Ogmoconcha* et *Ogmoconchella*, reconnus, par Whatley, 1995, comme supportant des eaux hypoxiques) sont abondantes à la base des coupes, sous-zone à Stokesi, et diminuent régulièrement vers le sommet, sous-zones à Subnodosus et Ragazzonii (fig. 3A). L'évolution de leur pourcentage est semblable à celle de la diversité et de la densité. Or le nombre d'espèces des Metacopina augmente de l'E vers l'W proportionnellement au nombre d'espèces appartenant aux autres sous-ordres. Le taux d'oxygénation, normal sur les coupes de Tomar et de Rabaçal (50% de Metacopina), semble donc diminuer vers l'W, vers les profondeurs les plus importantes de la coupe de São Pedro de Muel (75% de Metacopina).

En outre, les eaux les plus peuplées des horizons à Monestieri et Nitescens, des coupes de Tomar et Rabaçal, renferment le plus grand nombre (d'espèces ou d'individus) de Platycopina (le genre *Cytherelloidea* colonise généralement les eaux chaudes ; fig. 3A) ; elles seraient donc plus chaudes, là où l'épaisseur de la tranche d'eau est la plus faible, sur ces 2 coupes, et plus froides (?), à São Pedro de Muel. Les sous-zones à Subnodosus et Ragazzonii ne présentent pas d'espèces de Platycopina mais une faune très appauvrie ; les eaux seraient donc plus froides et s'homogénéiseraient sur l'ensemble de la plate-forme du Domérien moyen et supérieur.

Le pourcentage du nombre d'espèces appartenant au groupement des genres *Liasina*, *Polycope*, *Isobythocypris*, *Pontocyprella* et *Cardobairdia* (LPIPC, fig. 3B), genres réputés profonds, est plus élevé (20%) à São Pedro de Muel et à Rabaçal, sur l'intervalle Monestieri-Nitescens, qu'à Tomar (15%) ; ce pourcentage diminue, en outre, de la base vers le sommet des coupes. On noterait donc une profondeur des eaux plus élevée au N de la faille de Nazaré qu'au S, dans l'intervalle Monestieri-Nitescens, et moins élevée, de cet intervalle vers le sommet des coupes. Une évolution semblable de ce paramètre avait déjà été soulignée par les variations de facies, de la diversité et de la densité.

Les niveaux à diversité et densité importantes (horizons à Monestieri et Nitescens) montrent généralement une prédominance du nombre de valves isolées sur le nombre de carapaces (fig. 3C), sur les coupes de Tomar et Rabaçal, et une prédominance inverse, sur la coupe de São Pedro de Muel. En outre, le nombre de carapaces ou de valves isolées diminue de la base vers le sommet des séries. L'hydrodynamisme est donc plus important sur la plate-forme proximale (Tomar et Rabaçal) et plus faible sur la plate-forme distale (São Pedro de Muel) ; sur cette dernière, le taux de sédimentation est aussi plus élevé. Il diminue par ailleurs avec le temps.

CONCLUSIONS

Les peuplements d'ostracodes dans le Domérien du Bassin Lusitanien, datent la sous-zone à Stokesi, et les coupures fauniques permettent de localiser les limites de cortèges sédimentaires les plus importantes.

Les marqueurs paléoécologiques montrent l'évolution des paramètres du milieu dans l'espace et le temps. Dans l'espace, de São Pedro de Muel à Rabaçal, puis à Tomar, la température, l'hydrodynamisme et l'oxygénation augmentent ; la subsidence et la profondeur diminuent. Dans le temps, ces différents paramètres, subsidence non prise en considération, diminuent.

Figure2: Distribution des associations d'ostracodes dans le Domérien du Portugal (zone à Margaritatus), coupes de São Pedro de Muel, Rabaçal et Tomar

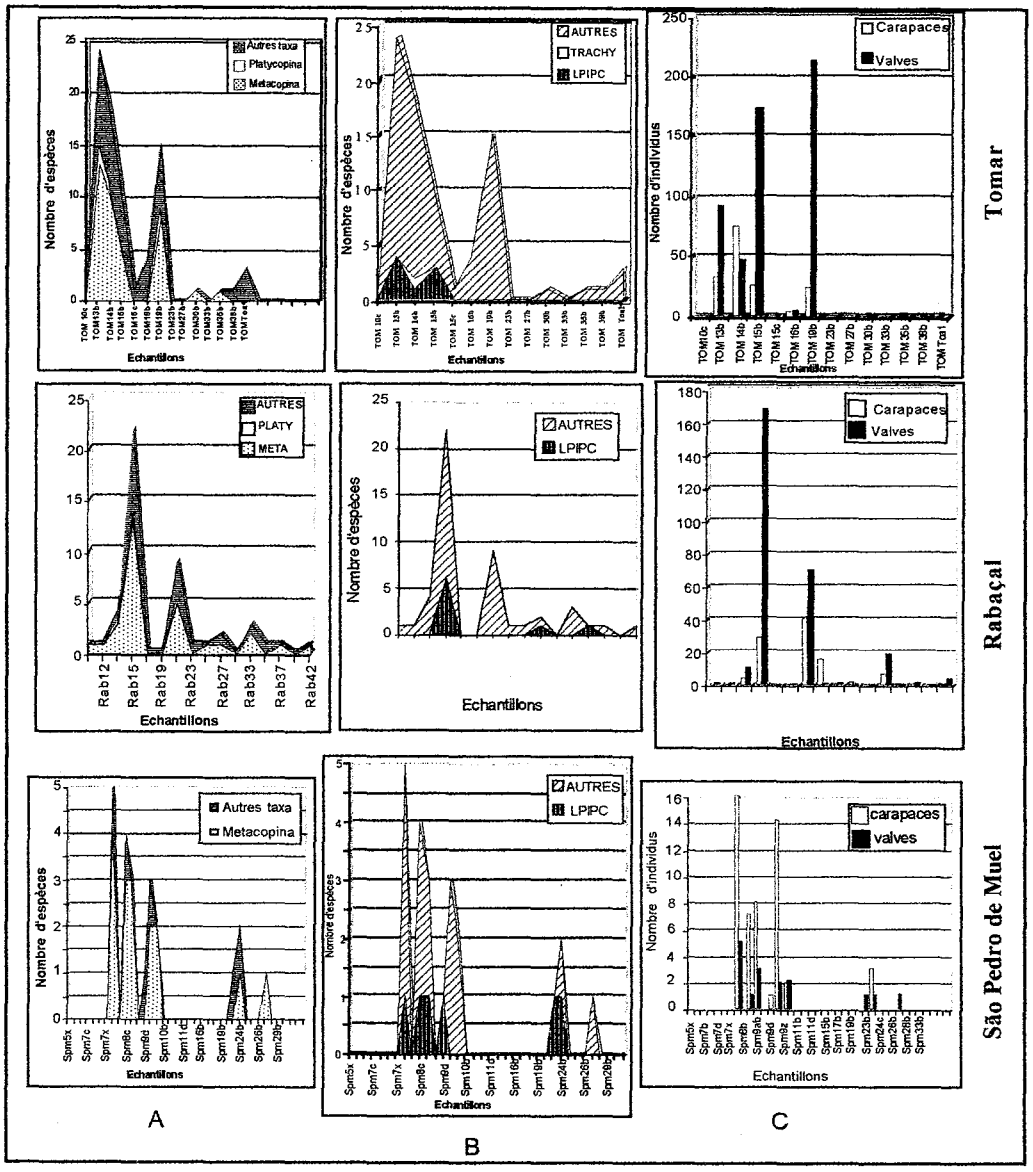


Fig. 3 : Oxygénation (A), température (A), profondeur (B) et hydrodynamisme (C) des eaux, dans le Domérien du Bassin lusitanien

BIBLIOGRAPHIE

ANDREU, B. , BODERGAT, A. M. , BRUNEL, F. , COLIN, J. P. & CUBAYNES, R. - Ostracodes du Carixien supérieur-Domérien (Jurassique inférieur) du Quercy, Bassin d'Aquitaine, France. *Palaeontographica*, sous-presse.

BRUNEL, F. , BONNET, L. , RUGET, C. , REY, J. , MOUTERDE, R. & ROCHA, R. B. (1998) - Variations des associations de Foraminifères dans le Domérien du Bassin Lusitanien, en relation avec les fluctuations de l'environnement. *V Congresso Nacional Geologia*, Lisboa, Novembro de 1998, 4 p.

MOUTERDE, R. (1967) - Le Lias moyen de São Pedro de Muel (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, LII : pp 185-208.

MOUTERDE, R. , ROCHA, R. B. & RUGET, C. (1971) - Le Lias moyen et supérieur de la région de Tomar. *Com. Serv. Geol. Portugal*, LV : pp. 55-86.

WHATLEY R. (1995) - Ostracoda and oceanic palaeoxygen levels. *Mitt. Ham. Zool. Mus. Inst.* 92, Hamburg, pp. 337-353.

Eléments biostratigraphiques pour le Toarcien moyen et supérieur de São Gião (Cantanhede, Portugal)

RENÉ MOUTERDE[*], ROGÉRIO ROCHA[**], SERGE ELMI[***], CHRISTIANE RUGET[****], YVES ALMERAS[***] & LOUIS RULLEAU[***]

Palavras-chave: Toarciano, amonites, biostratigrafia, Bacia Lusitaniana, Portugal

Resumo: O estudo biostratigráfico do perfil de São Gião permitiu, com base nas associações de amonites presentes, individualizar as diferentes zonas e subzonas do Toarciano médio e superior, desde a zona de Gradata até à zona de Aalensis.

Mot-clés: Toarcien, ammonites, biostratigraphie, Bassin Lusitanien, Portugal

Résumé: Les associations d'ammonites récoltées dans la coupe de São Gião ont permis d'établir une biostratigraphie détaillée; ainsi, ont été individualisées les différentes zones et sous-zones du Toarcien moyen et supérieur, depuis la zone à Gradata jusqu'à la zone à Aalensis.

INTRODUCTION

La coupe du Toarcien moyen et supérieur de São Gião, située 5km au SSW de Cantanhede, présente des affleurements pratiquement continus depuis la partie supérieure de l'épaisse série des Marnes calcaires de São Gião jusqu'à la base de l'unité suivante, les Calcaires marneux de Póvoa da Lomba (BARBOSA *et al.*, 1988). La coupe étudiée se situe à l'intérieur de la mégaséquence E2 (SOARES *et al.*, 1993) et s'étend depuis le Toarcien moyen (zone à Gradata) jusqu'au sommet du Toarcien supérieur (zone à Aalensis); elle fournit un profil de référence pour la biostratigraphie de cette région qui, au cours du Toarcien, présente des influences téthysiennes très marquées et constitue un jalon pour les corrélations entre provinces paléobiogéographiques.

Des études biostratigraphiques et sédimentologiques du Toarcien et du passage Toarcien-Aalénien ont été déjà présentées auparavant par B. BARBOSA *et al.* (1988), S. ELMI *et al.* (1991), M. H. HENRIQUES (1992), Y. ALMERAS (1994), L. DUARTE (1995) et L. DUARTE *in* R. B. ROCHA (1996).

BIOSTRATIGRAPHIE (Fig. 1)

Marnes calcaires de São Gião (partie supérieure)

La **zone à Gradata** est la première dont les couches sont bien exposées. A sa partie inférieure (sous-zone à Gemma), elle montre une faune de *Porpoceras-Collinites*, *Furloceras* (="*Phymatoceras*") gr. *chelussii, F. erbaensis*, *Pseudopolyplectus bicarinatus*, *Paroniceras sternale* et *Osperlioceras* sp. A sa partie supérieure (sous-zone à Alticarinatus), elle contient *Podagrosites aratus*, *Pseudogrammoceras subregale*, *Polyplectus* sp., *Pseudopolyplectus bicarinatus*, *Hammatoceras* aff. *costatum*, *Merlaites alticarinatus* et d'abondantes formes voisines, *Crassiceras gradatum*, *C.* gr. *clausum*.

Au Toarcien supérieur, la **zone à Bonarellii** présente, à la base, des niveaux avec de nombreux exemplaires de l'espèce indice, *Hammatoceras bonarellii*, associés à *Pseudogrammoceras* sp., *Erycites robustus*, *Phylloceras* sp., *Lytoceras jurense*, *Pseudogibbirhynchia jurensis* et *Soaresirhynchia renzi* (sous-zone à Mediterraneum?). A la partie supérieure (sous-zone à Fallaciosum), *Pseudogrammoceras fallaciosum*, *P.* aff. *pseudostruckmanni*, *Polylpectus discoides* et *Lytoceras jurense* accompagnent *H. bonarellii*.

* Faculté des Sciences, Université Catholique de Lyon, F69288 Lyon Cedex 02
** Centro de Estratigrafia e Paleobiologia, Universidade Nova de Lisboa, P2825 Monte de Caparica
*** U.F.R. des Sciences de la Terre et U.M.R. 5565, Univ. Claude Bernard, Lyon I, F69622 Villeurbanne Cedex
**** «Chipier», Route de Pimotin, Tupin-et-Semons, F69420 Condrieu

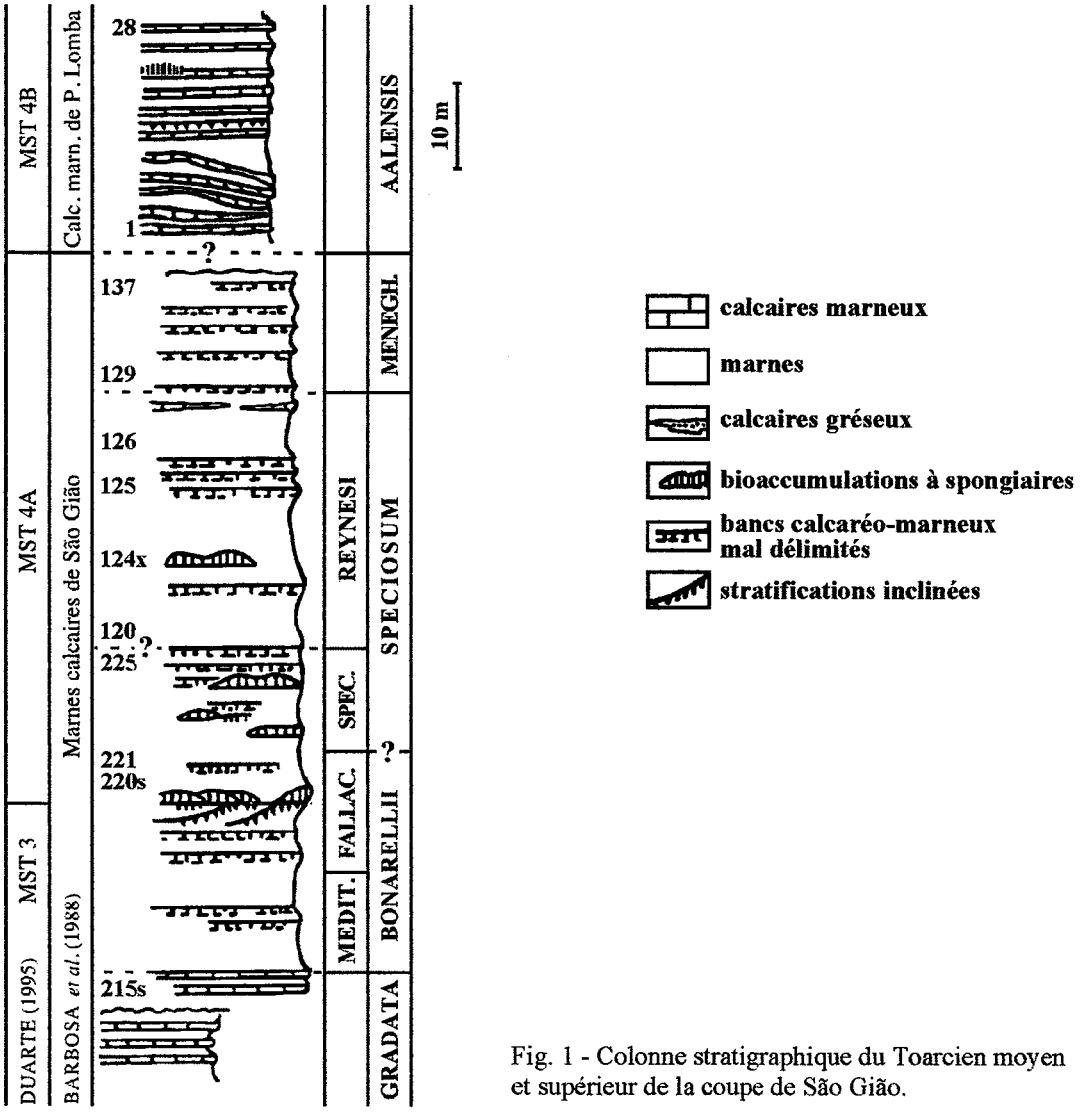


Fig. 1 - Colonne stratigraphique du Toarcien moyen et supérieur de la coupe de São Gião.

Le passage entre la zone à Bonarellii et la zone à Speciosum est marqué par des perturbations sédimentaires. On observe l'existence d'*Hammatoceras* gr. *bonarellii* encore abondants, de *Pseudolillia* sp., *Oxyparoniceras buckmanni*, *Pseudogrammoceras* aff. *pseudostruckmanni*, *P. fallaciosum*, *Podagrosites latescens*, *Pod. pseudogrunowi*, *Pseudogibbirhynchia "moorei"*, souvent accumulés en sortes de coupoles à spongiaires et mollusques ("mud mounds").

La **zone à Speciosum** est ensuite bien caractérisée par l'espèce indice, *Hammatoceras speciosum*, accompagnée par des *Hammatoceras* variés du gr. *perplanum*, ou annonçant les gr. *victorii* et *tipperi*, ainsi que par des *Osperlioceras* des gr. *subcostulatum*, *authelini*, *alternans* (sous-zone à Speciosum); cette sous-zone se termine par un banc de calcaire formant une surface bien dégagée scellant de nouvelles perturbations. La sous-zone à Reynesi, plus tendre, avec de petits "mud mounds" est marquée par les *Hammatoceras* du gr. *perplanum-victorii* et les *Osperlioceras* des gr. *reynesi*, *lapparenti* et *nadorense* avec des formes plus originales.

La **zone à Meneghinii** est marquée par l'apparition de l'espèce indice, *Dumortieria meneghinii* et de quelques autres formes du genre (*D. pseudodumortieri*, *D. latumbilicata* et, au sommet, *D. prisca*) associées à des *Osperlioceras* (*O. lapparenti*, *O. nadorense*) et des *Hammatoceras* aff. *meneghinii* et aff. *perplanum*.

Calcaires marneux de Póvoa da Lomba (partie inférieure)

La **zone à Aalensis** est rythmée par l'évolution des *Pleydellia* depuis les formes à côtes fines du gr. *subcompta* et les "*Cotteswoldia*" gr. *costulata-egena* jusqu'aux *P.* (*Walkericeras*) *burtonensis* et *P.* (*W.*) *lugdunensis*. Elles sont accompagnées par de nombreuses *Vacekia* (*Nadorites*), des *Catulloceras dumortieri* et *C. perroudi* et de quelques Hammatocératinés. Au sommet, les types de *Czernyeiceras christianae* et les premiers *C. apertum* ont été récoltés dans des bioaccumulations à spongiaires.

CONSIDÉRATIONS SUR LES FAUNES ASSOCIÉES

Les brachiopodes se rencontrent dans ou sur des "mud-mounds" ou à leur voisinage. Ils sont représentés au sommet de la zone à Bonarellii (s-z. à Fallaciosum) et à la base de la sous-zone à Speciosum par quelques *Pseudogibbirhynchia* "*moorei* " et par de très rares *Zeilleria sharpei*. La base de la sous-zone à Reynesi voit le développement important de *Soaresirhynchia renzi* et de *Nannirhynchia cotteri* associés à quelques *Zeilleria sharpei* qui persisteront jusqu'au sommet de la sous-zone. Des formes micromorphes lisses et quelques Orthotomidés sont connus depuis la sous-zone à Reynesi jusqu'à la zone à Aalensis.

Les associations de foraminifères récoltées permettent de préciser les conditions du milieu de dépôt.

CONCLUSIONS

La biozonation classique du Toarcien moyen et supérieur du Bassin Lusitanien a été reconnue dans la coupe de São Gião; les associations d'ammonites ont permis l'individualisation de toutes les zones et sous-zones depuis Gradata jusqu'à Aalensis.

BIBLIOGRAPHIE

ALMERAS, Y. (1994) - Le genre *Soaresirhyinchia* nov. (*Brachiopoda, Rhynchonellaceae, Wellerellidae*), dans le Toarcien du sous-bassin nord-lusitanien Portugal. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 130, pp. 3-135, fig. 1-56, pl. 1-6.

BARBOSA, B., SOARES, A. F., ROCHA, R. B., MANUPPELLA, G., HENRIQUES, M. H. & MOUTERDE, R. (1988) - Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha n° 19-A, Cantanhede. *Serv. Geol. Portugal*, pp. 1-46, 2 fig.

DUARTE, L. V. (1995) - O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e evolução sedimentogenética. *Tese doutoramento, Centro Geociências Univ. Coimbra*, pp. 1-349, fig. I.1-IV.21, est. I-XIV.

ELMI, S., GABILLY, J., MOUTERDE, R., RULLEAU, L. & ROCHA, R. B. (1994) - L'étage Toarcien de l'Europe et de la Téthys; divisions et corrélations. *Geobios*, Lyon, M.S., n° 17, pp. 149-159, fig. 1-2.

ELMI, S., GOY, A., MOUTERDE, R., RIVAS, P. & ROCHA, R. (1989) - Correlaciones biostratigraficas en el Toarciense de la Peninsula Iberica. *Cuad. Geol. Iberica*, Madrid, n° 13, pp. 265-277, fig. 1-2.

ELMI, S., MOUTERDE, R., ROCHA, R. B. & ALMERAS, Y. (1991) - Biostratigraphie du Toarcien moyen et supérieur de São Gião (Portugal). *3rd Intern. Symp. Jurassic Stratigraphy*, Poitiers, livro resumos, p.39.

ELMI, S. & RULLEAU, L. (1995) - Données nouvelles sur la répartition des Phymatoceratinae (Ammonitina, Toarcien). Exemples de convergences et d'évolution iterative. *Hantkeniana, Vol. Jubilaire B. Géczy*, Budapest, n° I, pp. 83-96, pl. 8-11.

HENRIQUES, M. H. (1992) - Biostratigrafia e paleontologia (*Ammonoidea*) do Aaleniano em Portugal (Sector Setentrional da Bacia Lusitaniana. *Tese doutoramento, Centro Geociências Univ. Coimbra*, pp. 1-301, fig. 1.1-2.32, est. 1-7.

R.B. ROCHA (Coord.) (1996) - The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. *C. E. C., Project MILUPOBAS, Contract n° JOU2-CT94-0348,* Lisboa, 4 vol.

SOARES, A. F., ROCHA, R. B., ELMI, S., HENRIQUES, M. H., MOUTERDE, R., ALMERAS, Y., RUGET, C., MARQUES, J., DUARTE, L., CARAPITO, M. C. & KULLBERG, J. C. (1993) - Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". *C. R. Acad. Sc. Paris*, n° 317, sér. II, pp. 1659-1666, 1 fig.

O Liásico Superior da região de Porto de Mós. Contribuição para o seu estudo estratigráfico e sequencial.

L. V. DUARTE *

Palavras chave Litostratigrafia; fácies margo-calcárias; análise sequencial; descontinuidades; Toarciano; Bacia Lusitaniana.

Resumo: É apresentada a sucessão margo-calcária do Liásico superior na região de Porto de Mós. Com base nos fundamentos estratigráficos são redefinidos os limites litostratigráficos e é apresentado um quadro sequencial resultante do reconhecimento das principais descontinuidades sedimentares. A associação vertical de fácies, a caracterização das descontinuidades e a evolução de alguns parâmetros sedimentares (macrofauna, icnofauna, minerais de argila e geoquímica) demonstram a importância desta região nas reconstituições paleomorfológicas e paleogeográficas estabelecidas para o Toarciano da Bacia Lusitaniana (DUARTE, 1995, 1997).

Key-words: Lithostratigraphy; marly-limestone facies; sequential analysis; unconformities; Toarcian; Lusitanian basin.

Abstract: It is presented the marly limestone succession of the Upper Liassic from Porto de Mós region. Based in the stratigraphic fundamentals, the lithostratigraphic boundaries are redefined and is presented the sequential chart through the recognition of the main sedimentary unconformities. The vertical facies associations, the unconformities features and the evolution of some sedimentary parameters (macrofauna, ichnofauna, clay minerals and geochemistry) show the importance of this region in the paleomorfologic and paleogeographic reconstitutions established for the Toarcian of the Lusitanian basin (DUARTE, 1995, 1997).

INTRODUÇÃO

A região de Porto de Mós constitui um sector de extrema importância para o conhecimento do Jurássico inferior da Bacia Lusitaniana. Quando equiparada com o sector Norte da bacia, a menor expressão cartográfica da série liásica verificada a sul do "acidente" Pombal-Nazaré, coloca aquela região numa posição charneira no conhecimento dos desenvolvimentos sequenciais e paleogeográficos da bacia, ocorridos durante o ciclo Triásico superior-Caloviano (*vide* SOARES *et al.*, 1993a, b; SOARES & DUARTE, 1995). Na verdade, a sua localização preferencial, situada entre sectores paleogeográficos tão distintos como Tomar, Peniche e Cabo Mondego, é decisiva no julgamento da evolução morfológica da rampa homoclinal desenvolvida durante o final do Liásico (*vide* DUARTE, 1995, 1997).

Os objectivos deste trabalho centram-se num conjunto de metodologias desenvolvidas com vista ao conhecimento exaustivo da natureza sedimentológica das fácies carbonatadas (macrofauna, icnofauna, geoquímica e mineralogia da fracção argilosa), enquadramento estratigráfico e arranjo sequencial. O significado paleogeográfico das evoluções sequenciais, assim como a sua discussão em torno do jogo eustatismo/tectónica, obrigam a um enquadramento com todas as observações registadas na bacia, podendo ser visualizados em DUARTE (1997).

LITOSTRATIGRAFIA

Nesta região, as unidades carbonatadas do Liásico médio e superior confinam-se a uma faixa cartográfica estreita, com disposição NNW-SSE, que se desenvolve na frente leste da Costa de Alvados até às imediações de Porto de Mós. Devido à intensa cobertura vegetal e à complexa rede de fracturação não é possível apresentar um perfil contínuo, minimamente detalhado. Todavia, é possível reconstruir uma série sedimentar virtual através do enquadramento de quatro compartimentos estratigráficos, estudados de forma minuciosa nas imediações da povoação de Zambujal de Alcaria (*vide* DUARTE, 1995), que o trabalho de cartografia e o reconhecimento dos horizontes biostratigráficos (MOUTERDE & RUGET, 1967) tornou possível esquematizar no quadro da Fig. 1. Neste contexto, as unidades margo-calcárias toarcianas inserem-se parcialmente nas formações **Barranco do Zambujal** e **Encosta de Minde** (MANUPPELLA *et al.*, 1985). A real diferenciação entre estas duas unidades impõe uma redefinição biostratigráfica do seu limite que é sugerida no quadro da Fig. 1. Estas formações, quanto ao Liásico superior, podem subdividir-se em vários membros, de acordo com os critérios litológicos que servem de base ao quadro sequencial a seguir enunciado.

UNIDADES SEQUENCIAIS E DESCONTINUIDADES

Do ponto de vista da articulação vertical de litofácies das séries toarcianas é possível evidenciar quatro unidades sequenciais maiores (**MST** *in* DUARTE, 1997; = sequência deposicional de VAN WAGONER *et al.*, 1988; = ciclo

* Centro de Geociências, Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, 3049 Coimbra Codex, Portugal.
Email: lduarte@cygnus.ci.uc.pt

175 a 180 metros de sedimentos. Estas unidades são delimitadas por descontinuidades regionais (**DT**), assumindo algumas destas, aspectos sedimentológicos muito particulares na região de Porto de Mós (Figs. 1 e 2):

DT1: Constitui importante horizonte litostratigráfico e sequencial em toda a bacia (= **D5** in SOARES & DUARTE, 1995, 1997), datado da base do Toarciano (intra Biozona Semicelatum). A importante sedimentação argilosa que define **MST1** (com cerca de 6 metros de espessura), composta por alternâncias de margas decimétricas com calcários margosos normalmente centimétricos, associa-se com uma acumulação maciça de pequenos espécimes de braquiópodes, lamelibrânquios, belemnites e dactilioceratídeos. Esta associação macrofaunística, à excepção dos sectores proximais de Tomar e da Arrábida, constitui a característica dominante da sequência basal do Toarciano em Portugal.

DT2: Representa uma variação drástica na estratonomia da série, com importante sedimentação carbonatada, levemente siliclástica siltosa ao nível da sua unidade suprajacente (**MST2A**). Esta ruptura sedimentar, claramente a maior, obervada em todo o Liásico superior (*vide* DUARTE, 1997), mostra nesta região variações significativas ao nível da macrofauna (ausência de organismos macrobentónicos), da icnofauna, da geoquímica (δ13C) e da mineralogia da fracção argilosa (Figs. 1 e 2). Todos estes indicadores apoiam uma deposição em condições de baixo nível marinho tal como o demonstrado anteriormente por DUARTE & SOARES (1993) para o sector setentrional da Bacia Lusitaniana.

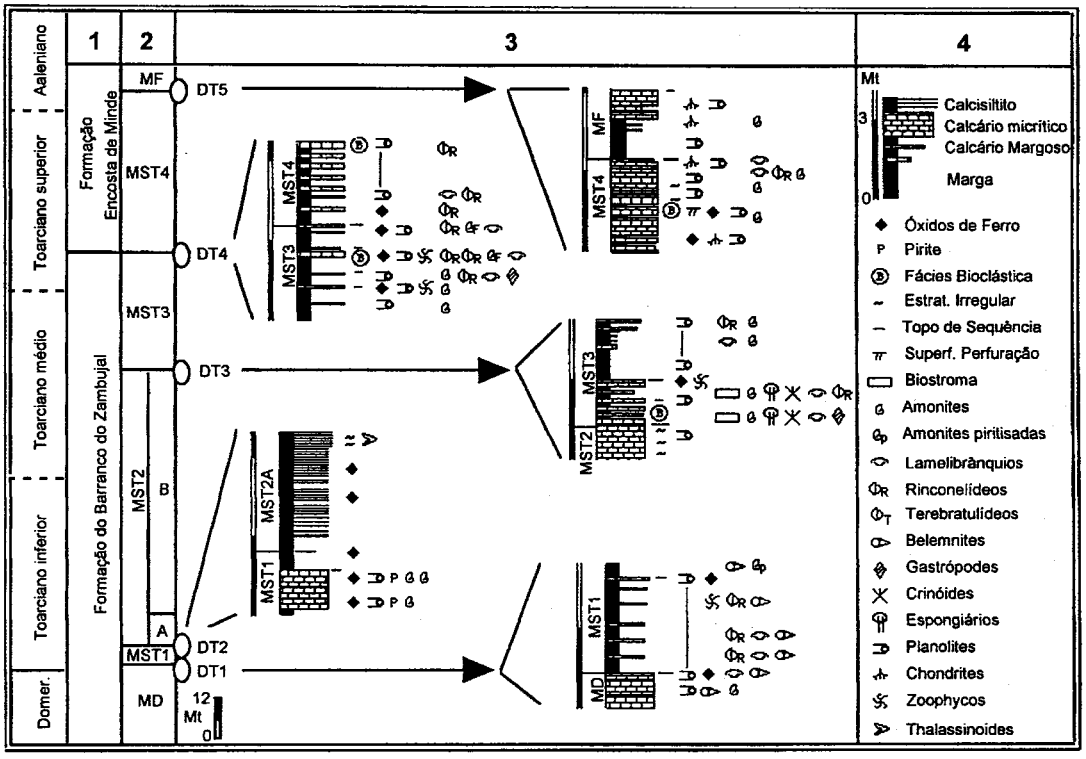


Fig. 1- Litostratigrafia e análise sequencial das unidades margo-calcárias do Liásico superior na região de Porto de Mós. 1- Unidades litostratigráficas (modificado de MANUPPELLA *et al.*, 1985); 2 - Unidades sequenciais (segundo DUARTE, 1997); 3 - Caracterização sedimentológica das descontinuidades principais; 4 - Legenda.

DT3: A individualização deste sector ao nível de toda a bacia começa a desenhar-se a partir do topo de **MST2B.**. Sobre uma série de calcários micríticos, decimetricamente estratificados e praticamente destituídos de intercalações margosas, assenta em aparente concordância, uma sucessão métrica de natureza biostromica. Este corpo, composto por uma grande diversidade macrofaunística é dominado por esponjas siliciosas calciformes, sendo tradutor de importante fase de condensação sedimentar (DUARTE, 1995; DUARTE & KRAUTTER, 1998). O estilo rítmico marga-calcário, tão característico de **MST3** na faixa compreendida entre Alvaiázere e Condeixa-a-Nova, desenvolve-se a partir daquela bioconstrução de natureza estratiforme, embora seja aqui restrito a uma série que não excede os 36metros de sedimentos.

DT4: Contrariando a forte acumulação detrítica fina (margas), observada em todas as séries distais, ao nível da base do Toarciano superior (intra Biozona Bonarellii) (**MST4A**, DUARTE, 1997), o sector de Porto de Mós mostra a partir deste horizonte um claro adensamento das fácies calcárias, tornando a unidade **MST4** homogénea em toda a sua extensão vertical. Este facto não proporciona, assim, a subdivisão clássica nos dois termos sequenciais (**MST4A** e **MST4B**) verificada em toda a bacia. À semelhança de **MST4A**, os horizontes da base de **MST4**, ainda com alguma expressão margosa, mostram uma grande abundância em rinconelídeos (Fig. 2).

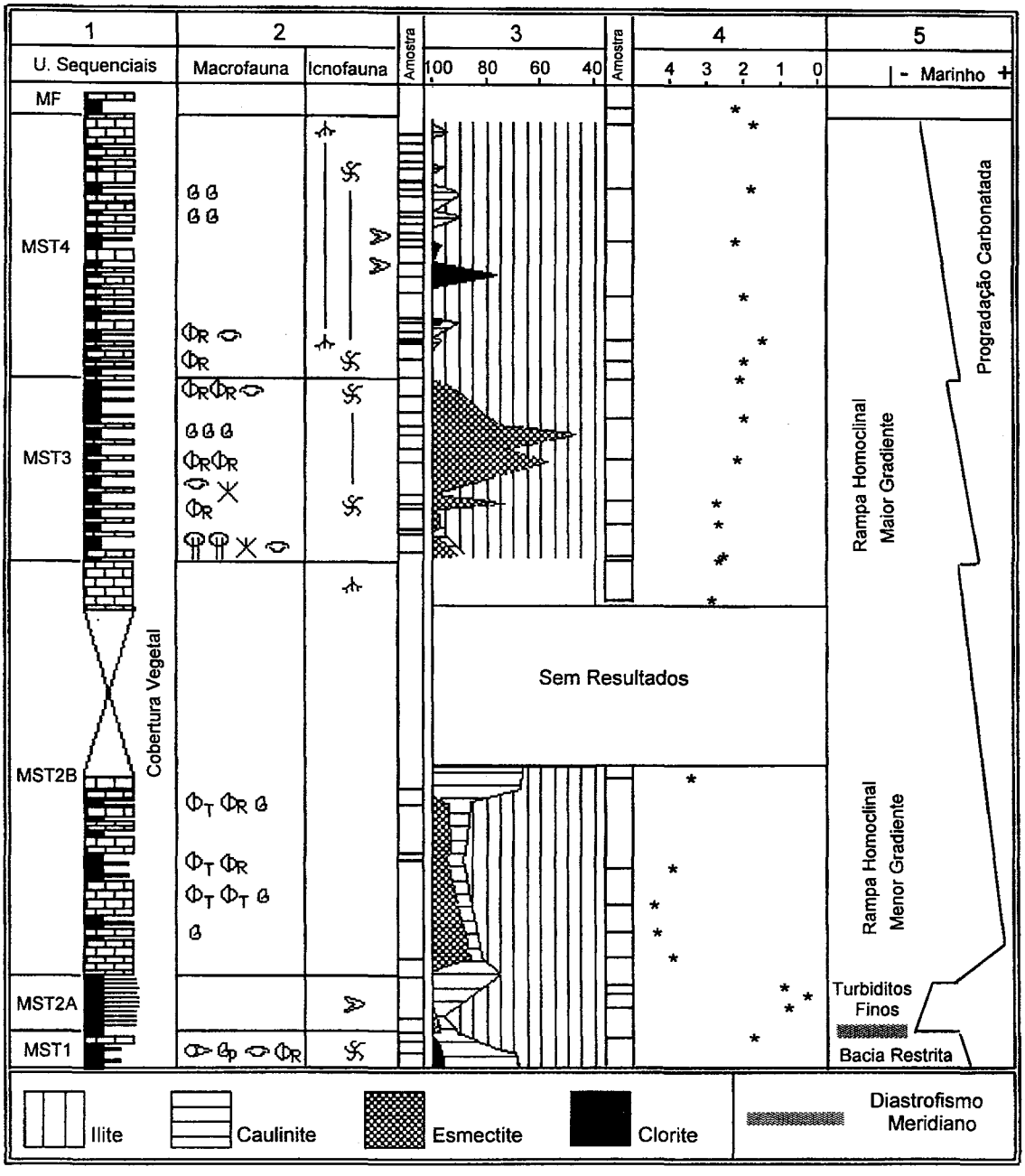


Fig. 2 - Características e evolução de algumas variáveis sedimentológicas nas unidades sequenciais toarcianas da região de Porto de Mós (legenda na Fig. 1): 1 - Coluna sintética; 2 - Principais bioeventos; 3 - Associação dos minerais de argila na fase inferior a 2μ (valores em %); 4 - Variação do δ13C (‰); 5 - Interpretação (coluna paleobatimétrica *in* DUARTE, 1997).

Variação significativa é observada nesta descontinuidade, ao nível do cortejo argiloso, com o desaparecimento da fase esmectítica das associações mineralógicas de **MST4** (Fig. 2).

DT5: Claramente de idade aaleniana (intra Biozona Opalinum; DUARTE, 1995), este horizonte corresponde ao limite entre as megassequências **E2** e **F** (SOARES *et al.*, 1993b; = **D6** *in* SOARES & DUARTE, 1995). Materializa o topo de uma espessa sucessão de calcários micríticos decimétricos, duros, pouco fossilíferos, que encerram a parte terminal de **MST4** e antecede uma importante sedimentação margosa que caracteriza a base de **MF** (Fig. 1). A grande diferenciação sedimentológica assumida por **DT5**, em sectores tão distintos da bacia como Alvaiázere-Porto de Mós e Cantanhede-Cabo Mondego, justifica uma clara variação morfológica (paleotopográfica) da rampa carbonatada na passagem entre o Liásico e o Dogger (*vide* DUARTE, 1997).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

DUARTE, L. V. (1995) - O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e evolução sedimentogenética. Tese de Doutoramento (não publicada), Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, 349p., 14 estampas.

DUARTE, L. V. (1997) - The marly-limestone deposition in the Toarcian-Lower Aalenian of the Lusitanian basin (Portugal). Facies analysis and sedimentary evolution. Comunicaciones IV Congreso Jurasico de España, Alcañiz, pp. 67-68.

DUARTE, L. V. & KRAUTTER, M. (1998) - Siliceous sponge mud mounds from the Toarcian of the Lusitanian basin, Portugal: facies, stratigraphy and sequential evolution. Abstract Volume of 5th International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Vancouver.

DUARTE, L. V. & SOARES, A. F. (1993) - Eventos de natureza tempestítica e turbidítica no Toarciano inferior da Bacia Lusitaniana (sector Norte). *Cadernos de Geografia*, Coimbra, **12**, pp. 89-95.

DUVAL, B., CRAMEZ, C. & VAIL, P. (1995) - Types and hierarchy of stratigraphic cycles. Sequence Stratigraphy of European Basins, Dijon, Abstracts Volume, pp. 44-45.

MANUPPELLA, G., MOREIRA, J. C., COSTA, J. R. & CRISPIM, J. A. (1985) - Calcários e dolomitos do Maciço Calcário Estremenho. *Estudos, Notas e Trabalhos*, D.G.G.M., **27**, pp. 3-48, 1 carta geológica.

MOUTERDE, R. & RUGET, Ch. (1967) - Le Lias des environs de Porto de Moz (SW du plateau de Fátima) - Étude du Barranco de Zambujal de Alcaria. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **51**, pp. 253-281.

SOARES, A. F. & DUARTE, L. V. (1995) - A organização da Bacia Lusitaniana. O ciclo Trias-Caloviano e o espectro das influências tectónicas e eustáticas. *Museu e Lab. Min. e Geol. da Universidade do Porto*, Memória, **4**, pp. 139-142.

SOARES, A. F. & DUARTE, L. V. (1997) - Tectonic and eustatic signatures in the lower and middle Jurassic of the Lusitanian Basin. Comunicaciones IV Congreso Jurasico de España, Alcañiz, pp.111-114.

SOARES, A. F., ROCHA, R. B., ELMI, S., HENRIQUES, M. H., MOUTERDE, R., ALMERAS, Y., RUGET, Ch., MARQUES, J. , DUARTE, L.V., CARAPITO, M. C. & KULLBERG, J. (1993a) - Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". *C. R. Acad. Sci. Paris*, **317**, série II, pp. 1659-1666.

SOARES, A. F., ROCHA, R. B., MARQUES, B., DUARTE, L. V., MARQUES, J. F., HENRIQUES, M. H.& KULLBERG, J. C. (1993b) - Contribution to the sedimentary organization of the Lusitanian basin (Triassic to Malm). In: N. Morton & D. Boyd (eds.), Abstracts of Arkell International Symposium on Jurassic Geology, London, 2p..

VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUTIT, T. S. & HARDENBOL, J. (1988) - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In WILGUS *et al.* (eds.): Sea-level changes: An integrated approach. SEPM Sp. Publ., **42**, pp. 39-45.

Stratigraphie du Lias et de l'Aalénien de la région de Vale de Todos (carte n° 23-B, Figueiró dos Vinhos, au 50 000e)

R. MOUTERDE*, R. B. ROCHA** & J. C. KULLBERG**

Palavras-chave: Liásico, Aaleniano, biostratigrafia, Bacia Lusitaniana, Portugal

Resumo: O estudo biostratigráfico das unidades jurássicas da estrutura de Vale de Todos permitiu identificar as diferentes zonas de amonites desde o Carixiano inferior (z. de Jamesoni) até o Aaleniano superior (z. de Concavum).

Mots-clès: Lias, Aalénien, biostratigraphie, Bassin Lusitanien, Portugal

Résumé: L'étude biostratigraphique des unités jurassiques de la structure de Vale de Todos a mis en évidence la présence des différentes zones d'ammonites depuis le Carixien inférieur (z. à Jamesoni) jusqu'à l'Aalénien supérieur (z. à Concavum).

INTRODUCTION

La région de Vale de Todos est marquée, d'un point de vue tectonique et même géomorphologique, par la présence d'un anticlinal d'axe WSW-ENE, localisée immédiatement au Nord de la faille de Nazaré; cette structure d'inversion est vergente vers le Sud et affecte des structures distensives du Jurassique. Les grandes lignes de leur formation ont été déjà présentées (KULLBERG *& al.*, 1991); on décrit maintenant la biostratigraphie détaillée des unités jurassiques depuis la base du Lias (Marnes de Dagorda) jusqu'à l'Aalénien.

BIOSTRATIGRAPHIE

Le Lias inférieur (Hettangien?, Sinémurien) forme le coeur de l'anticlinal avec:
- des couches tendres d'argiles de couleur violacée (= "Marnes de Dagorda"), visibles aux deux extrémités de la structure au SW du village d'Ateanha ainsi que près de la route de Rabaçal à Ancião;
- des dolomies et calcaires dolomitiques formant les reliefs entourant les zones déprimées et résultant, pour une part, d'une dolomitisation secondaire, affectant une partie plus ou moins importante de la série;
- des calcaires compacts (30 à 50 m) en bancs réguliers épais de 20 à 40 cm avec une faune du Lotharingien supérieur: rares *Echioceras* sp., brachiopodes abondants (*Homeorhynchia ranina*, "*Terebratula*" *ribeiroi*), lamellibranches fouisseurs (pholadomyes) et *Gryphaea geyeri*.

Sur le flanc sud, ces calcaires sont réduits à quelques bancs, sans doute pour des raisons tectoniques, mais peut-être aussi en raison d'une dolomitisation secondaire plus importante que sur le flanc nord.

Le Lias moyen (Pliensbachien) est constitué par des ensembles de couches marno-calcaires assez tendres dans lesquelles se situent quelques barres calcaires, notamment au passage Carixien moyen/Carixien supérieur et au Domérien supérieur.

Le Carixien (40 m environ) comprend:
- des alternances marno-calcaires avec, à la partie supérieure, des bancs à grandes *Uptonia jamesoni* (z. à Jamesoni);
- des calcaires marneux jaunâtres et des marnes grumeleuses (10 m) à *Dayiceras* sp., surmontées de calcaires marneux à "grumeaux" et à *Beaniceras* sp. et de marnes gris verdâtres (8 m) (z. à Ibex);
- et des calcaires en bancs plus compacts peu fossilifères (3 m) à patine brun jaune;
- des alternances marno-calcaires (3 à 5 m) avec *Aegoceras* sp., *Oistoceras* sp., *Prodactylioceras* sp. (z. à Davoei).

Le Domérien inférieur et moyen (13 m) est formé essentiellement de marnes avec, à la base, des niveaux un peu plus calcaires à *Protogrammoceras* gr. *lusitanicum* et *Fuciniceras* sp.; au-dessus viennent des marnes à nodules pyriteux avec *Amaltheus margaritatus*, *Lytoceras* sp., *Hastites clavatus*, *Plicatula pectinoides*, *Pentacrinus basaltiformis*.

Le Domérien supérieur forme une barre calcaire (10 à 15 m) bien marquée dans la topographie; sa partie inférieure, formée de bancs plus compacts légèrement cristallins, a fourni *Pleuroceras solare* et *Amaltheus margaritatus*; sa partie

* Faculté des Sciences, Université Catholique de Lyon, F69288 Lyon Cedex 02
** Centro de Estratigrafia e Paleobiologia, Universidade Nova de Lisboa, P2825 Monte de Caparica

supérieure (3 à 5 m) montre des bancs plus minces et plus tendres avec, au sommet, la faune téthysienne à *Emaciaticeras* sp., *Tauromeniceras* sp. et *Paltarpites* gr. *paltus*.

Le Lias supérieur (Toarcien) est formé par:
- à la base, des marnes (6 à 8 m) à petits *Dactylioceras* pyriteux (*Orthodactylites* gr. *semicelatus*), surmontées d'un banc (0,50 m à 1 m) de calcaire marneux riche en *Orthodactylites* sp.; cet ensemble tendre donne une dépression facile à suivre dans la topographie, à l'extérieur de la barre du Domérien supérieur (z. à Polymorphum);
- 5 à 7 m des "calcaires en plaquettes", minces bancs de calcaire sublithographique séparés par des passées marneuses (partie inférieure de la zone à Levisoni);
- une série d'alternances de marnes et bancs marno-calcaires, gris clair à blanchâtre (25 à 30 m) plus marneux dans la partie moyenne, avec *Hildaites* sp., *Telothyris jauberti*, *"Rhynchonella" meridionalis* (parties moyenne et supérieure de la zone à Levisoni);
- des alternances de bancs de calcaire marneux gris clair et de marnes (30 à 40m, plus marneux dans la partie moyenne) avec faune d'*Hildoceras sublevisoni*, *H. lusitanicum*, *H. bifrons*, *H. semipolitum*, *Frechiella subcarinata* et, au sommet, quelques miniconstructions à spongiaires (z. à Bifrons);
- des alternances calcaréo-marneuses (12 à 15m) à faune de *Merlaites alticarinatus*, *Merlaites* sp., *Peronoceras* sp., *Hammatoceras* sp. et, au sommet, *Denckmannia* sp. (z. à Gradata);
- des bancs de calcaires (10 m) irréguliers, riches localement en spongiaires et avec de nombreux *Hammatoceras bonarellii* (z. à Bonarellii);
- quelques bancs calcaires (6 m) avec des nids de songiaires, *Hammatoceras* sp., *Osperlioceras* sp., surmontés par des marnes épaisses (15 à 20 m) à nombreuses *Soaresirhynchia renzi* et *Osperlioceras* sp. pyriteux (s/z à Reynesi); l'ensemble appartient à la zone à Speciosum (20 à 25 m);
- des bancs de calcaire marneux tendre (5 m?) avec *Hammatoceras* sp., *Dumortieria* gr. *pseudodumortieri*, *Cotteswoldia* ou *Vacekia* sp. (z. à Meneghinii);
- des bancs plus calcaires et plus épais (10 à 15 cm), séparés par des marnes avec *Pleydellia subcompta*, *Pleydellia* sp., *Vacekia* (?) *sourensis* avec des niveaux à fossiles brisés et, au sommet, *Czernyeiceras christianae* (z. à Aalensis).

L'Aalénien (50m environ) présente des faciès nettement plus calcaires. La zone à Opalinum, formée de bancs à débit parallélipipédique, a fourni des *Leioceras* sp., *Vacekia* sp., et *Erycites* sp. Les zones à ?Murchisonae et Bradfordensis montrent des calcaires en bancs massifs de 30 à 50cm avec *Bradfordia* sp. et, à la partie supérieure, *Malladaites pertinax*, *Spinammatoceras* sp. et *Ludwigella* sp.. La zone à Concavum, de lithologie encore plus calcaire, a donné des *Graphoceras* sp..

REMARQUES STRUCTURALES

La région de Vale de Todos est située près du bord est du Bassin Lusitanien, limité par la faille subméridienne de Coimbra. Dans la région dominent deux types de structures, correspondants à des activités tectoniques distinctes et d'âges différent.

D'un côté, predominent des failles normales, à caractère regional, parallèles au bord du bassin, situées dans un couloir large de 10 km environ. Ces failles sont l'expression superficielle d'une structuration en horsts et grabens dans le socle paléozoique, avec des décollements de la couverture mésozoique, à l'aide de failles listriques (RIBEIRO, 1996); dans certains cas on observe des "rollovers" dans leurs parois supérieures. Les episodes de la tectonique distensive s'étalent pendant le Jurassique; cependant, dans la région, on peut mettre en évidence un episode important au début du Dogger.

D'autre part, on signale la présence d'une structure de déformation ductile, l'anticlinal de Vale de Todos, associé à la faille de Nazaré, avec un axe parallèle à celui de la faille et des terminaisons periclinales aux deux extrémités. Il s'agit d'une structure d'inversion d'âge miocène, probablement formée en constriction et qui mobilise et plie les failles normales mésozoiques.

CONCLUSIONS

La biozonation classique de l'intervalle Carixien-Aalénien du Bassin Lusitanien a été reconnue dans la région de Vale de Todos; les associations d'ammonites ont permis l'individualisation de toutes les zones d'ammonites depuis Jamesoni (Carixien inférieur) jusqu'à Concavum (Aalénien supérieur).

Dans la région sont présents deux types de structures distinctes, d'âges différent:

- d'une part, des failles normales qui sont l'expression superficielle, pendant le Jurassique, d'une structuration en horsts et grabens dans le socle paléozoique;
- d'autre part, l'anticlinal de Vale de Todos, structure d'inversion d'âge miocène.

BIBLIOGRAPHIE

KULLBERG, J. C. (1991) - Tectónica distensiva durante o Triásico-Jurássico médio no bordo da Bacia Lusitaniana, a Sul da falha da Nazaré. *III Congresso Nac. Geologia*, Coimbra, p. 113.

KULLBERG, J. C., MOUTERDE, R. & ROCHA, R. B. (1991) - A estrutura de Vale de Todos - um exemplo de inversão tectónica. *III Congresso Nac. Geologia*, Coimbra, p. 115.

RIBEIRO, A. (1996) (Coord.) - Tectonics of the Lusitanian Basin. *C.E.C., Project MILUPOBAS, Contract nº JOU2-CT94-0348*, Lisboa, 1 vol.

ROCHA, R.B. (1996) (Coord.) - The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. *C.E.C., Project MILUPOBAS, Contract nº JOU2-CT94-0348*, Lisboa, 4 vol.

ROSSET, J., MOUTERDE, R. & ROCHA, R. B. (1971) - Existence d'une tectonique tangentielle dans le Lias sur les feuilles d'Alvaiázere, d'Ancião et d'Espinhal au 25 000e. *Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, t. LV, pp. 97-103, 5 figs., pl. I-III.

ROSSET, J., MOUTERDE, R. & ROCHA, R. B. (1975) - Structure du Jurassique sur les feuilles de Coimbra Sud et de Figueiró dos Vinhos au 50 000ème depuis Cernache jusqu'à Serra de Mouro. *Bol. Soc. Geol. Port.*, Lisboa, vol XIX(III), pp. 103-115, fig. 1-3, 2 cartes.

Contribuição para o conhecimento da Geologia da região Ansião-Sicó-Pombal

MACHADO, S. * & MANUPPELLA, G. *

Palavras Chave: Jurássico, Dogger, Maciço Calcário Estremenho, Maciço Calcário de Sicó, Sedimentação, Cronoestratigrafia.

Resumo: A série calcária do Dogger da região da Serra de Sicó, cuja cartografia foi recentemente revista, apresenta características que levam a correlacioná-la com a série do Dogger do Macico Calcário Estremenho, tanto a nível crono como litoestratigráfico. A falha da Nazaré terá tido um papel decisivo no espessamento das séries calcárias na zona de Sicó.

Key-Words: Jurassic, Dogger, Maciço Calcário Estremenho, Maciço Calcário de Sicó, Sedimentation, Cronostratigraphy.

Abstract: The geological mapping of the Dogger limestones of Serra de Sicó was recently revised. This serie shows similar chrono and lithostratigraphical characteristics with those of the Maciço Calcário Estremenho Dogger limestones. This fact led us to correlate the Serra de Sicó Dogger limestones with those of the Maciço Calcário Estremenho. The Nazaré fault is probably the responsible for different thickness.

INTRODUÇÃO

Na sequência da revisão da cartografia do sector Sul da Bacia Lusitaniana com vista à edição da Folha 5 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000, concluiu-se recentemente a revisão da cartografia da região da Serra de Sicó. Verificou-se que os calcários do Dogger aflorantes nesta região apresentam características crono e litoestratigráficas semelhantes aos do Maciço Calcário Estremenho (M.C.E.) pelo que neste trabalho se apresenta uma comparação sucinta de ambas as séries.

LITOESTRATIGRAFIA

A série aflorante no M.C.E. (Planalto de Santo António) datada do Bajociano inferior - Batoniano é constituída pelas seguintes unidades (figura 1):

Formação Santo António-Candeeiros	Calcários de Aire Calcários do Codaçal Calcários com nódulos de sílex do Chão das Pias

A base dos Calcários de Chão das Pias foi datada do Bajociano inf. através de faunas amoníticas (Ruget-Perrot, 1961), sendo os Calcários do Codaçal e de Aire datados através de microfaunas (Manuppella *et al.*, 1985; A.C. Azeredo 1993), permitindo obter uma cronoestratigrafia suficientemente fina susceptível de fazer correlações com uma certa segurança (Manuppella *et al.*, em imp.).
No Maciço Calcário de Sicó (M.C.S.) é possível definir três unidades datadas também do Bajociano inf. - Batoniano inf. (figuras 1 e 2):

Formação dos Calcários de Sicó	Calcários de Sicó Calcários de Vale de Couda - Ramalhais Calcários com nódulos de sílex de Degracias

Também neste caso a base da Unidade Degracias foi datada com amonóides do Bajociano inf. (Ruget-Perrot 1961; Henriques, M.H., 1992). O topo dos Calcários de Vale de Couda/Ramalhais foi datado do Bajociano inferior devido à presença de *Aldzonela cuvilleri.* O conjunto Calcários de Degracias e Vale de Couda/Ramalhais não ultrapassa o Bajociano inferior. Pelo contrário, o topo da Unidade Sicó foi datado com microfaunas do Batoniano superior (Manuppella e Azeredo, 1996).

* Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia – Estrada da Portela, Zambujal, 2720 Alfragide

UNIDADES CHÃO DAS PIAS (M.C.E.) E DEGRACIAS (M.C.S.)

Parece claro, portanto, que quer os Calcários de Chão das Pias quer os Calcários de Degracias iniciaram a sua deposição a partir do Bajociano inferior e portanto, pelo menos a sua base é correlativa. O desaparecimento das amonites dá-se a partir do Bajociano inferior zona de *Discites* em ambas as unidades, parecendo-nos, portanto, viável correlacionar as duas unidades pela base, mesmo se caracterizadas por litologias e ambientes de deposição algo diferenciados. Outras considerações merece a litoestratigrafia que caracteriza as duas unidades Chão das Pias e Degracias.

Os calcários de Chão das Pias assentam através de uma camada com nódulos de sílex sobre a unidade Zambujal (datada do Aaleniano inf. - Bajociano inf., Ruget-Perrot 1961). Aquela unidade é constituída na base por calcários com percentagens variáveis de argila, sendo dominantemente pelbiomicrite/microesparite com micronódulos de sílex, filamentos e restos de Lamelibrânquios. Progressivamente os calcários de Chão das Pias vão-se tornando mais claros desaparecendo a componente argilosa, mesmo se conservando as características petrográficas anteriormente indicadas.

Nota-se, portanto, um aumento de energia do meio ambiente sedimentar que corresponde a uma lenta regressão que, no topo da unidade, vai permitir a sedimentação de dolosparite com *fenestrae*.

No entanto a sedimentação não chega a parar, passando-se do Bajociano ao Batoniano de fácies de plataforma através de calcários laminíticos em que se distinguem microtapetes algais e bacterianos (Azeredo, A.C., 1993).

De assinalar que a cerca de 40 m do topo foram observadas estruturas siliciosas por vezes de dimensões apreciáveis, comparáveis com nódulos botrioidais ou provavelmente estromatolíticas silicificadas.

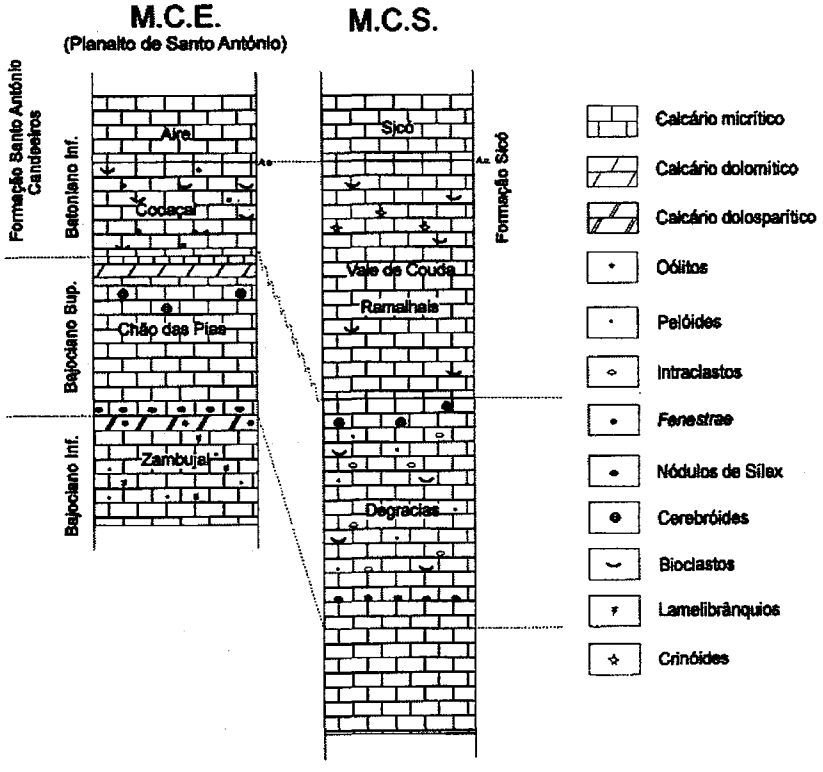


Figura 1 - Colunas litoestratigráficas esquemáticas do Dogger do M.C.E. (Planalto de Santo Antómio) e do M.C.S. (escala aproximada 1:2500).

Na área de Degracias a fracturação e o dobramento que afecta o anticlinal homónimo não permite o levantamento de um corte geológico de pormenor. No entanto, as observações de campo permitem-nos dizer que a Unidade Degracias é constituída por pelintramicrites por vezes bioclásticas com nódulos de sílex. Mais para o topo da unidade em calcários micríticos, foram observados nódulos botrioidais siliciosos no todo idênticos aos de Chão das Pias.
De um ponto de vista sedimentológico podemos dizer que enquanto na parte média inferior a semelhança entre as duas unidades é quase total, para o topo, enquanto na Unidade Chão das Pias passa-se por uma marcada fase regressiva assinalada por dolomitos e laminitos, na região de Degracias passa-se de fácies sedimentares de plataforma aberta de baixa energia a fácies de plataforma aberta de alta energia. As espessuras são da ordem de 70-80 m para a Unidade Chão das Pias e 100-150 m para Degracias.

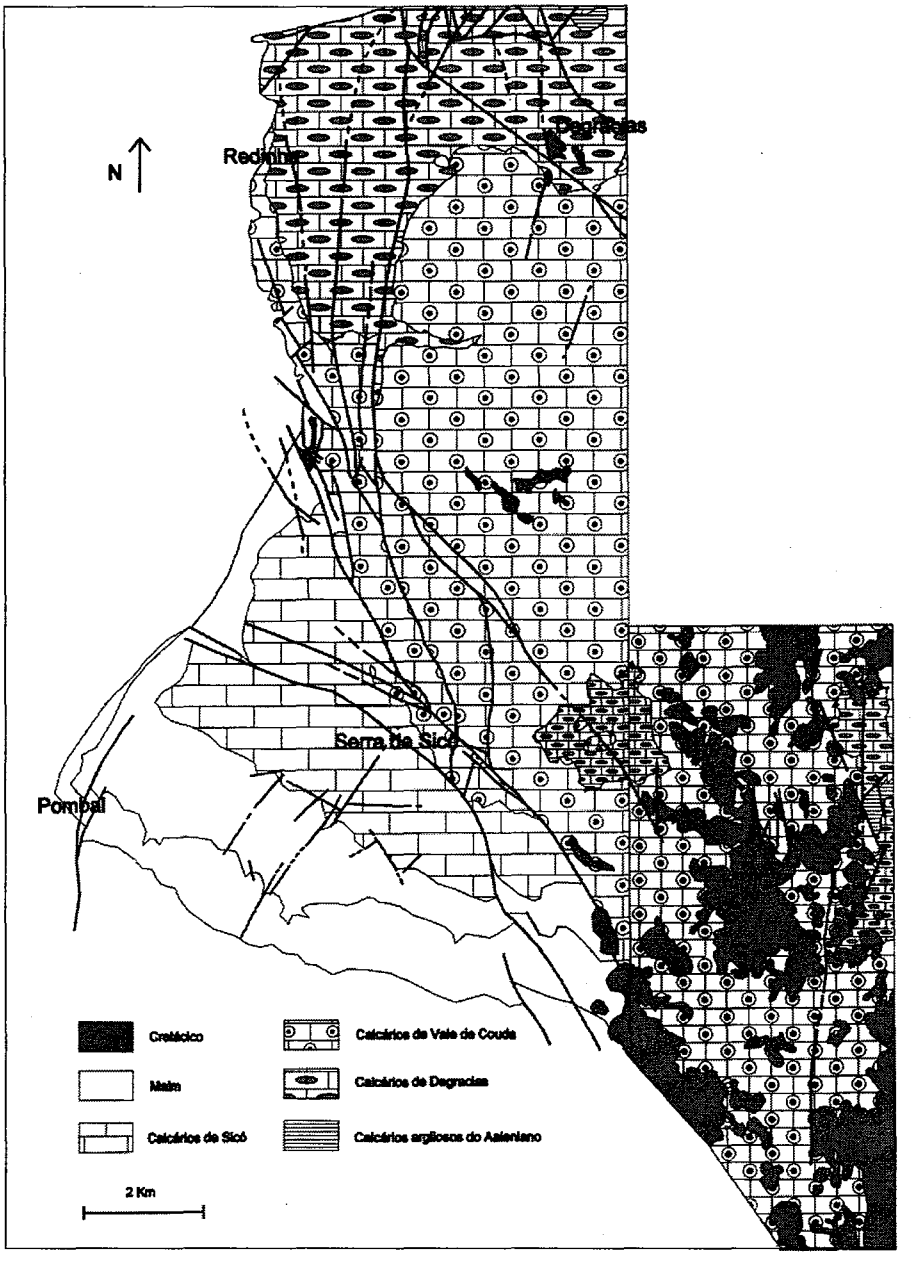


Figura 2 - Representação esquemática da cartografia efectuada na região da Serra de Sicó.

UNIDADES CODAÇAL (M.C.E.) E VALE DE COUDA-RAMALHAIS (M.C.S.)

Sobre os calcários com nódulos de sílex, quer no M.C.E. quer no M.C.S., depositam-se calcários de plataforma aberta em geral de alta energia (Unidades Codaçal e Vale de Couda-Ramalhais, respectivamente).

De um ponto de vista litológico, estas unidades diferenciam-se quer na granulometria quer na composição. De facto, apresentam-se fundamentalmente oolíticas, em camadas espessas com bioclastos no M.C.E. (Planalto de Santo António) e dominantemente bioclásticas, com intercalações de grão grosseiro ricos em crinóides. Apresentam laminações paralelas, relvas de corais e coloniais que formam biostromas.

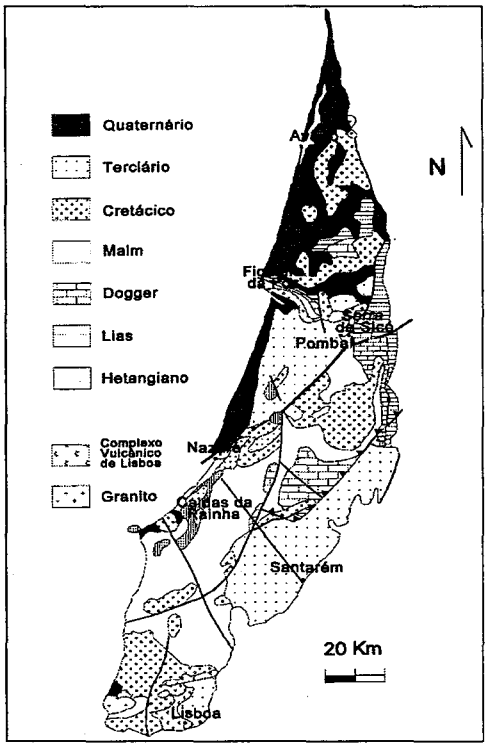


Figura 3 - Representação esquemática da Bacia Lusitaniana com a Falha da Nazaré em destaque.

Quer no Planalto de Santo António, quer na Serra de Sicó, sobre as Unidades Codaçal e Vale de Couda assentam calcários micríticos com *A. cuvilleri* que data o topo dos calcários do Codaçal e Vale de Couda do Batoniano inferior. A correlação daquelas unidades pelo topo parece-nos não apresentar dúvidas face aos argumentos expostos anteriormente.

A correlação da base das mesmas unidades, de um ponto de vista geométrico é fácil de admitir, enquanto que de um ponto de vista cronoestratigráfico é mais duvidosa, aceitando-se uma provável diacronicidade ou graus de subsidência diferenciados para o M.C.E. e M.C.S.

Admitimos, enquanto não houver melhor datação, que a base da Unidade Vale de Couda possa ser datada do Bajociano sup. (?), enquanto que o topo é datável do Batoniano inf. face à presença da microfauna acima assinalada.

Nota-se, no entanto, que as unidades descritas para o M.C.S. são bastante mais espessas que as do M.C.E. (figura 1). Esta diferença de espessuras poderá ter sido originada pela acção da falha da Nazaré (figura 3) que, actuando como uma falha normal de crescimento no Dogger, levou a que as unidades no bloco NW (M.C.S.) adquirissem uma maior espessura.

BIBLIOGRAFIA SUCINTA

MANUPPELLA, G.; BALACÓ MOREIRA, J.C.; GRAÇA E COSTA J.R. & CRISPIM J.A. (1985) – Calcários e dolomitos do Maciço Calcário Estremenho. *Estudos, Notas e Trabalhos*, D.G.G.M., 27: pp. 3-48.

AZEREDO, A.C. (1993) - Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): análise petrográfica, micropaleontologia, paleogeografia. *Tese de Doutoramento*. Dep. Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa.

MANUPPELLA et al. (em impressão) - Carta Geológica de Vila Nova de Ourém (2ª edição) à escala 1:50 000

RUGET-PERROT, CH. (1961) - Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage. Bajocien, Bathonien, Callovien, Lusitanien. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N.S. nº7, pp. 1-197, Lisboa.

HENRIQUES, M.H. (1992) – Biostratigrafia e Paleontologia (*ammonoidea*) do Aaleniano em Portugal (Sector Setentrional da Bacia Lusitaniana). *Tese de Doutoramento*. Dep. Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

MANNUPPELLA, G. & AZEREDO, A.C. (1996) - Contribuição para o conhecimento da região de Sesimbra. *Comun. Inst. Geol.*, 82: pp. 37-50.

Considerações sobre a micropaleontologia e as litofácies do Dogger da região entre Alvaiázere e Tomar:

MARTINS, J.M.*

Palavras-chave: Bofinho (Alvaiázere)-Agroal (Tomar); litofácies; paleoambientes; Foraminíferos; Dogger.

Resumo: As séries carbonatadas do Bofinho e do Agroal permitiram, através do conteúdo fossilífero e da diferenciação das litofácies e sua associação, estabelecer os paleoambientes nos quais se formaram os calcários do Dogger, aí presentes. Os paleoambientes enquadram-se na parte interna de um sistema deposicional de rampa carbonatada: meio subtidal-intertidal com bancos oolíticos periféricos, costeiros, para o Bofinho; e barreira oolítica - laguna e planície-de-maré, para o Agroal. A datação das séries, do Bajociano ao Caloviano, foi fornecida por foraminíferos bentónicos de carapaça imperfurada, identificados no presente estudo.

Key-words: Bofinho (Alvaiázere)-Agroal (Tomar); lithofacies; paleoenvironments; Foraminifera; Middle Jurassic.

Abstract: The Bofinho and Agroal carbonate series palaeoenvironments were established through the study of their fossiliferous content and lithofacies differentiation and association. The paleoenvironments were developed on a carbonate ramp depositional system, with a shallow subtidal-intertidal zone and fringing oolitic shoals for the Bofinho series and an oolitic barrier, lagoon and tidal-flat complex for the Agroal series. The cronostratigraphy of these series, from Bajocian to Callovian, was established by benthic complex imperforate Foraminifera now identified.

Os cortes do Bofinho (na base da Serra de Alvaiázere) e do Agroal (nas imediações de Tomar, a N) representam séries carbonatadas do Jurássico Médio. Em ambas as séries foram analisados o conteúdo micropaleontológico e diferenciadas as litofácies, com vista a estabelecer os paleoambientes originais onde se desenvolveram.

O corte do Bofinho (Bajociano-Batoniano inferior) corresponde a uma espessa série carbonatada, com importante dolomitização, encontrando-se pouco dobrada e com inclinações dos estratos da ordem dos 15°. É estruturalmente pouco afectada. Não há conhecimento de trabalhos de pormenor nos afloramentos abordados (MOUTERDE & RUGET, 1967; MOUTERDE *et al.*, 1979). Pelo contrário, o corte do Agroal é estruturalmente condicionado por falhas, de tal modo que o Dogger está encaixado no seio de formações circundantes do Malm. Os calcários do Agroal consistem na repetição tripla de uma única série, com cerca de 140 metros de espessura e abordada já por outros autores (CHOFFAT, 1908; RUGET, 1961) mas onde não se elaboraram estudos micropaleontológicos ou se esboçou a coluna estratigráfica respectiva.

As características das oito litofácies diferenciadas e o modo como se associam vertical e lateralmente, em ambas as séries estudadas (em conjugação com a paleogeografia anteriormente definida para uma região mais vasta da Bacia Lusitânica (WATKINSON, 1989; AZEREDO, 1993) permitem inferir que a sedimentação, do Bajociano superior ao Caloviano, se processou num sistema deposicional de rampa carbonatada. As litofácies, reconhecidas nos cortes estudados correspondem a rampa interna a intermédia e são as seguintes: 1-*"Mudstones", "floatstones" e "framestones" fenestrados e laminares*; 2-*"Mudstones" e "wackestones" indiferenciados*; 3-*"Wackestones" oncolíticos*; 4-*Biostromas de coraliários*; 5- *"Packstones", "grainstones" e "rudstones" bioclásticos*; 6-*"Packstones" e "grainstones" oopelóidicos e intraclásticos*; 7-*Conglomerados calcários e calcários "pseudobrechóides"*; 8-*Calcários dolomíticos e dolomitos".*

Os calcários dismicríticos e laminares (1) e os calcários oncolíticos (3) predominam na série do Bofinho, bem como as micrites homogéneas (2). No Agroal, dominam as micrites homogéneas (2), os calcários calciclásticos (5,6) e os bistromas de coraliários (4). No Agroal observa-se a passagem descontínua ao Malm, representado por *"Mudstones", "bafflestones" e "framestones" com cianólitos.*

As litofácies do Dogger representam associações características de barreira litoral, laguna, planície-de-maré e depósitos de galgamento. Não foram observados exemplos inequívocos de canais-de-maré, nas séries estudadas.

* Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo, Rua Vale do Pereiro, nº4, 1250 Lisboa e colaborador do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Ed.C2, 5º Piso, Campo Grande, 1700 Lisboa.

Para a série do Bofinho, terá havido, inicialmente, desenvolvimento de um meio subtidal-intertidal, pouco profundo, sob regime microtidal mas sujeito à acção secundária de tempestades (depósitos de galgamento). Destaca-se a presença de "hardgrounds" nos calcários oncolíticos. A dolomitização pervasiva foi importante nesta série e desenvolveu-se em meios de águas pouco profundas e antes do desenvolvimento de fácies de carácter mais calciclástico (como observado por AZEREDO, 1993, no Maciço Calcário Estremenho). Com efeito, para o topo do Bajociano, implantaram-se bancos oolíticos periféricos (*"fringing-shoals"* de READ, 1985). No Batoniano inferior desenvolve-se já um meio lagunar. A ciclicidade assimétrica dos depósitos do Bajociano é interpretado como resultado de um processo autigénico, por isso, dependente das condições locais do meio de deposição: elevada produção in situ do carbonato e condicionamento topográfico.

Na série do Agroal (Batoniano-Caloviano), os depósitos do Batoniano inferior são caracterizados por fácies de planície-de-maré e de laguna, aos quais se associaram intercalações de meio de transição laguno-lacustre. No Batoniano superior-Caloviano, as fácies sugerem a existência de uma barreira oolítica já implantada, à qual se associam, na face-de-praia inferior, pequenos "patch-reefs". Os calcários do Malm, nesta série, são já de natureza laguno-lacustre.

Os foraminíferos bentónicos de carapaça imperfurada e de parede complexa e as "Porostromata" são os microorganismos mais abundantes nas litofácies diferenciadas. A maior diversidade e número de formas dos foraminíferos ocorre a partir do Batoniano superior.

Relativamente aos foraminíferos bentónicos, no Bajociano do Bofinho foram apenas observadas espécies de vasta repartição vertical: *Spiraloconulus giganteus* CHERCHI & SCHROEDER, 1980; *Siphovalvulina* sp., *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE, 1977 e *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, 1950. O Batoniano inferior de ambas as séries é marcado pela ocorrência da espécie *Alzonella cuvillieri* BERNIER & NEUMANN, 1970, em associação com *Paleopfenderina* sp.. O Batoniano superior do Agroal é marcado pela ocorrência da associação *Meyendorffina bathonica* AURONZE & BIZON, 1958-*Chablaisia chablaisensis* (SEPTFONTAINE, 1977).

Outros foraminíferos a destacar são *Pseudoegerella* cf. *elongata* SEPTFONTAINE, 1988 (não referida anteriormente em Portugal); *Pseudocyclammina maynci* HOTTINGER, 1967; *Amijiella* cf. *amiji* (HENSON), 1948; *Haurania* sp., *Trocholina gigantea* PÉLISSIÉ & PEYBERNÈS, 1982; *T.elongata* (LEUPOLD, 1885), *T.*gr.*palastiniensis-alpina*, *Neotrocholina* sp., *Nautiloculina oolithica* MOHLER, 1938 e *Mesoendothyra croatica* GUSIC, 1959.

A crono-litostratigrafia das séries estudadas veio confirmar a datação e as características dos depósitos do Jurássico Médio, consideradas na cartografia geológica das áreas envolvidas e em elaboração por MANUPPELLA e colaboradores (IGM).

O resumo, exposto acima, integra-se nas colaborações do autor para os projectos Centro de Geologia-IGM e PRAXIS XXI - Passagem Jurássico Médio - Jurássico Superior na Bacia Lusitânica: caracterização paleoclimática, sedimentar e estratigráfica (PRAXIS/PCNA/P/CTE/6/96), resultando igualmente das principais conclusões que constam na dissertação de Mestrado em Geologia Dinâmica pelo autor, submetida à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (a defender).

BIBLIOGRAFIA

AZEREDO, A.C. (1993): Jurássico médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia. *Tese Doutoramento* (n.publ.), Universidade de Lisboa, Vol.I & Vol.II: 366 pp.

CHOFFAT, P. (1908): Contribuition a la connaissance du Lias et du Dogger dans la région de Thomar, *Com.Serv.Geol.Portugal*, Lisboa, 7, pp.140-167.

MOUTERDE, R.; ROCHA, R.B.; RUGET, CH. & TINTANT, H. (1979): Faciès, biostratigraphie et paléogeographie du Jurassique portugais, *Ciências da Terra (UNL)*, n°5, pp.29-52.

MOUTERDE, R. & RUGET, CH. (1967): Stratigraphie du Lias de la région d'Alvaiazere, *Comum.Serv.Geol.Portugal*, t.LI, pp. 153-168.

MOUTERDE, R.; ROCHA, R.B.; RUGET, CH. & TINTANT, H. (1979): Faciès, biostratigraphie et paléogeographie du Jurassique portugais, *Ciências da Terra (UNL)*, nº5, pp.29-52.

MOUTERDE, R. & RUGET, CH. (1967): Stratigraphie du Lias de la région d'Alvaiazere, *Comum.Serv.Geol.Portugal*, t.LI, pp. 153-168.

READ, J.F. (1985): Carbonate platform facies models, *Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol.*, 69/1, pp.1-21.

RUGET, CH. (1961): Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au nord du Tage, *Mem.Serv.Geol.Portugal,N.S.*, 7, 197 pp.

WATKINSON, M.P. (1989): Triassic to Middle Jurassic sequences from the Lusitanina Basin Portugal, and their equivalents in other North Atlantic margin basins, *Tese não publ., The Open University (Dep.Earth-Sciences)*, Milton Keynes, 390 pp.

Estudo preliminar dos Ostracodos de Pedrógão (passagem Dogger-Malm)

M. CRISTINA CABRAL*, ANA C.AZERÊDO * & MIGUEL RAMALHO**

Palavras-chave: Bacia Lusitânica; Pedrógão; Dogger-Malm; Ostracodos.

Resumo: Em Portugal, no corte de Pedrógão (Jurássico Médio-Jurássico Superior) os ostracodos são abundantes e variados. Num estudo preliminar da fauna aí encontrada, foi possível determinar 25 espécies, pertencentes a 18 géneros, algumas já descritas anteriormente, outras deixadas em nomenclatura aberta. Estas 25 espécies distribuem-se por quatro associações correspondendo, cada uma, a meio de deposição com características próprias, de marinho aberto na associação 1, a lagunar mais ou menos restrito, de água doce-salobra com influência marinha esporádica, nas seguintes.

Key-words: Lusitanian Basin; Pedrógão; Middle-Upper Jurassic; Ostracods.

Abstract: The Middle-Upper Jurassic section at Pedrógão (West-Portugal) shows an abundant and diverse ostracod fauna. A preliminary study has enabled us to identify 25 species, belonging to 18 genera, among which some were previously described, others have been left in open nomenclature. These 25 species define four associations, corresponding to different depositional conditions: from open marine (association 1), to more or less restricted lagoon, fresh-brackish waters with episodic marine influence, in the remaining associations.

INTRODUÇÃO

No âmbito do Projecto PRAXIS XXI - PCNA/P/CTE/6/96 "*Passagem Jurássico Médio - Jurássico Superior na Bacia Lusitânica: caracterização paleoclimática, sedimentar e estratigráfica*", estão em curso estudos multidisciplinares, que incluem análise sistemática das associações de ostracodos presentes. Estes são muito abundantes nos depósitos da parte inferior do Malm, conhecidos pela designação de Formação Cabaços e habitualmente atribuídos ao Oxfordiano médio, ou médio a superior (RUGET-PERROT, 1961; RAMALHO, 1971, 1981; MOUTERDE *et al.*, 1979; GRAMBAST-FESSARD & RAMALHO, 1985).

Os estudos estão ainda numa fase inicial, pelo que se apresentam, nesta comunicação, apenas resultados preliminares, com muitas espécies em nomenclatura aberta. Estes dizem respeito a amostras provenientes da série aflorante em Pedrógão (a S da Figueira da Foz, Fig.1), que abrange formações do Jurássico Médio ao Jurássico Superior (Fig. 2). O corte de Pedrógão é um dos mais representativos do tipo de fácies que constituem a Formação Cabaços, estando em curso a análise pormenorizada das mesmas.

ENQUADRAMENTO ESTRATIGRÁFICO

A passagem Dogger-Malm na Bacia Lusitânica é descontínua, sendo esssa descontinuidade representada de modo diferenciado em várias zonas da bacia, mas sempre associada a importante lacuna estratigráfica. Esta abrange, no mínimo, o intervalo Caloviano terminal - Oxfordiano inferior (três biozonas de amonites), mas nalguns locais o hiato é muito maior (cf. RUGET-PERROT, 1961; RAMALHO, 1971, 1981; MOUTERDE *et al.*, 1979).

No corte de Pedrógão (Fig. 2), o Dogger (níveis P1 a P7) corresponde a fácies de meio marinho aberto, representadas por margas e calcários com amonites, braquiópodes, lamelibrânquios (incluindo "filamentos"), equinodermes, coraliários solitários, foraminíferos hialinos, evidenciando maior influência litoral para o topo (presença de ostreídeos). A fauna de amonites indica, segundo RUGET-PERROT, (1961), idade Caloviano superior (faltando a parte terminal, Zona de Lamberti, como em toda a bacia). As formações suprajacentes, já atribuídas ao Malm (níveis P8 a P130), são de fácies completamente diferente, de águas doces e salobras a margino-marinhas, muito ricas em carófitas e ostracodos, com evidências de exposição subaérea, nomeadamente fendas de dessecação, fenestrae, conglomerados pedogénicos e evaporitos (descrição e interpretação mais pormenorizadas das fácies em AZERÊDO, RAMALHO & WRIGHT, 1998). Na parte intermédia desta série do Malm (P74 a P92) intercalam-se depósitos de laguna confinada, com abundantes dasicladáceas, carófitas e ostracodos, alguns foraminíferos aglutinados, gastrópodes, lamelibrânquios, serpulídeos, etc. Até à data, só estes últimos sedimentos forneceram elementos de datação, ainda que sob certa reserva: a dasicladácea *Heteroporella lusitanica* (RAMALHO, 1970) é usualmente

* Departamento e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências de Lisboa, Universidade de Lisboa, Ed. C2, 5º Piso, Campo Grande, 1700 Lisboa.
** Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela, Zambujal, 2720, Alfragide.

atribuída ao Oxfordiano médio (RAMALHO, 1971, 1981); entre os foraminíferos regista-se *Kurnubia palastiniensis* HENSON, 1948.

Nalguns dos níveis superiores do corte, ocorre o foraminífero *Pseudocyclammina parvula* HOTTINGER, 1967, que está referenciado no Oxfordiano e Kimmeridgiano de Portugal (RAMALHO 1971, 1981) e no Kimmeridgiano de Marrocos (HOTTINGER, 1967). Parte desta série superior será, provavelmente, equivalente às "Camadas com *Pholadomya protei*" (*sensu* Choffat: veja-se, por exemplo, RUGET-PERROT, 1961), reconhecidas no Cabo Mondego e atribuídas ao Oxfordiano superior.

Quanto a ocorrências de amonites posteriores às do Caloviano superior, em toda a Bacia, apenas foram registadas na Serra de Montejunto, indicando idade Oxfordiano médio (Zona de Plicatilis), segundo MOUTERDE *et al.*, 1979.

OSTRACODOS

Trabalhos publicados anteriormente citam a presença de alguns géneros de Ostracodos na série de Pedrógão (RUGET-PERROT, 1961;GRAMBAST-FESSARD & RAMALHO, 1985). Em 1971 HELMDACH apresenta um estudo sobre ostracodos de água doce-salobra, do Jurássico português, onde descreve várias espécies encontradas em Pedrógão. Posteriormente, num trabalho dedicado ao género *Bisulcocypris* PINTO e SANGUINETTI, 1958, o mesmo autor descreve duas espécies novas e duas sub-espécies novas em material proveniente de Pedrógão (HELMDACH, 1972).

Como é evidente pelo número de publicações anteriores, o corte de Pedrógão revelou-se bastante rico em Ostracodos. Estes estão presentes em quase todos os níveis, dos calcários às margas. No presente trabalho estudaram-se apenas as espécies das amostras margosas (29 amostras). Ao longo do corte detectaram-se quatro tipos de associações (Fig.2).

A base do corte (P1 a P7) possui uma população abundante e variada de ostracodos essencialmente marinhos: *Cytherella* cf. *fullonica* JONES e SHERBORN, 1888, sensu METTE, 1995; *Cytherella* cf. *index* OERTLI, 1959, sensu METTE, 1995; *Cytherelloidea* cf. *C.* aff. *jugosa* (JONES, 1884) in METTE, 1995; *Neurocythere* (*Neurocythere)* cf. *composita* (WIENHOLZ, 1967); *Patellacythere* sp.1; *Bythoceratina* (*Praebythoceratina ?)* sp.1; *Procytheridea* cf. *gublerae* BIZON, 1958; *Praeschuleridea* aff. *subtrigona magna* BATE, 1964; *Virgulacytheridea* aff. *sherifensis* OERTLI e DEPECHE, 1987; *Polycope* sp.1; *Tethysia* ? sp.1. No nível P6 aparecem já alguns, poucos, Ostracodos não marinhos: *Theriosynoecum* gr. *forbesii* (JONES, 1885) e *Darwinula* sp.1.

Entre os níveis P8 e P90 os ostracodos são muito abundantes (presentes em 19 amostras) mas diminui a diversidade. Encontram-se apenas formas de água doce-salobra. *Theriosynoecum* gr. *forbesii*; *T. fluxans spiculata* (HELMDACH, 1972); *T.* gr. *wyomingense* (BRANSON, 1935); *T. levis* (HELMDACH, 1972); *Darwinula* sp.1; *D.* sp.2; Gen. ind. sp.0-16; *Cytheropteron* sp.1; *Klieana* ? sp.1; Gen. ind. sp.1; *"Metacypris"* sp.1.

Entre os níveis P91 e P102 os ostracodos continuam representados em grande número (4 amostras com organismos), mas a diversidade dimunui ainda mais. Desaparecem por completo as espécies do género *Theriosynoecum*, predominantes na associação anterior, encontrando-se apenas 4 espécies diferentes: *"Metacypris"* sp.1, *Mandelstamia* ? sp.1, *Klieana* sp.2. e *Darwinula* sp.

Finalmente, já na parte terminal da série (níveis P103 a P130) a quarta associação reconhecida é constituída por uma população praticamente monospecífica, atribuída com reserva ao género *Metacypris*: *"Metacypris"* sp.2. Esta associação foi observada até ao último nível margoso (P123).

CONCLUSÕES

As espécies de ostracodos encontradas enquadram-se nos géneros descritos em formações da mesma idade, ou muito próxima, das margens peri-atlânticas e tetisianas. É de salientar a semelhança com espécies pertencentes a géneros apenas descritos na margem sul do Tétis - *Virgulacytheridea* OERTLI e DEPECHE, 1987 (Israel e Arábia Saudita); *"Metacypris"* (Tunísia e Marrocos).

Quanto aos aspectos paleoecológicos, verificamos que os Ostracodos corroboram os resultados obtidos pelo estudo das fácies no campo (AZERÊDO, RAMALHO & WRIGHT, 1998) permitindo nalguns casos completá-los. As quatro associações reconhecidas traduzem variações nas características do meio, nomeadamente da salinidade.

Associação 1 - géneros de ostracodos típicos de meio marinho; grande diversidade; presença de amonites, braquiópodes, lamelibrânquios. Meio marinho aberto.

Associação 2 - géneros de ostracodos típicos de água doce-salobra: diversidade média; presença de carófitas, fendas de dessecação, conglomerados pedogénicos, superfícies ferruginizadas irregulares. Águas doces a salobras,

provavelmente em meio lagunar restrito, com influência mais marinha para o topo (presença de dasicladáceas, foraminíferos aglutinados, gastrópodes, lamelibrânquios, serpulídeos).

Associação 3 - géneros de ostracodos típicos de água doce-salobra: diversidade muito baixa; presença de carófitas, fendas de dessecação, evaporitos. Meio lagunar muito confinado, sujeito a salinidade variável, provavelmente hipo a hiper-salina, e a exposição sub-aérea.

Associação 4 - géneros de ostracodos típicos de água doce-salobra: monospecificidade; presença de poucas carófitas, gastrópodes, lamelibrânquios, foraminíferos aglutinados (géneros *Pseudocyclammina, Ammobaculites, Valvulina*), raros equinodermes, laminitos algais, fenestrae, conglomerados pedogénicos. Meio lagunar de baixa profundidade, provavelmente com maior influência marinha, sujeito a exposição sub-aérea.

AGRADECIMENTOS

Estes estudos estão a ser desenvolvidos no âmbito do Projecto PRAXIS XXI - PCNA/P/CTE/6/96, financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia.

BIBLIOGRAFIA

AZERÊDO, A.C.; RAMALHO., M. M. & WRIGHT, V. P. (1998, em publ.) - The Middle-Upper Jurassic disconformity in the Lusitanian Basin, Portugal: preliminary facies analysis and evidence for palaeoclimatic fluctuation. *Cuadernos Geol. Iberica.*

BATE, R.H. (1964) - Middle Jurassic Ostracoda from the Millepore Series, Yorkshire. *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol.*, London, 10, 1: pp.1-33.

BIZON, J.J. (1958) - Foraminifères et Ostracodes de l'Oxfordien de Villers-sur-Mer (Calvados). *Rev. Inst. franç. Pétrole*, 13, 1: pp.3-47

DEPECHE, F.; LE NINDRE, Y.; MANIVIT, J. & VASLET, D. (1987) - Les Ostracodes du Jurassique D'arabie Saoudite Centrale: systématique, répartition stratigraphique et paléogéographique. *Geobios,* Mem. special 9: pp.221-275.

GRAMBAST-FESSARD, N. & RAMALHO, M.M. (1985) - Charophytes du Jurassique supérieur du Portugal. *Rev. Micropaleontologie,* 28, 1: pp.58-66.

HELMDACH, F.F. (1971) - Zur Gliederung limnisch-brackisher Sedimente des portugiesieschen Oberjura (ob Callovien-Kimmeridge) mit Hilfe von Ostrakoden. *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.,* H.11: pp.645-662.

HELMDACH, F.F. (1972) - Ontogenie und Ornamentierung einiger oberjurassischer Arten von *Bisulcocypris* (Ostracoda). *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.,* 141, 3: pp.286-300.

HENSON, F. S. (1948) - Larger imperforate foraminifera of South-western Asia. *British Mus. (Nat. Hist.),* 127 p.

HOTTINGER, L.(1967)- Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 209, 168p.

METTE, W. (1995) - Ostracods from the Middle Jurassic of southern Tunisia. *Beringeria,* 16: pp.259-348.

MOUTERDE, R.; ROCHA, R. B.; RUGET, CH. & TINTANT, H., (1979) - Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Ciências da Terra* (U.N.L.), 5: pp. 29-52.

RAMALHO, M. M., (1970) - *Cylindroporella lusitanica*, une nouvelle Dasycladacée du Jurassique supérieur portugais. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XVII (2): pp. 123-127.

RAMALHO, M. M., (1971) - Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétace inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N.S., Lisboa 19, 212 p.

RAMALHO, M. M., (1981) - Note préliminaire sur les microfaciès du Jurassique supérieur portugais. *Comun. Serv. Geol. Portugal,* 67 (1): pp. 41-45.

RUGET-PERROT, CH., (1961) - Etudes stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N.S., 7, 197 pp.

WIENHOLZ, E. (1967) - Neue Ostracoden aus dem norddeutschen Callov. *Freibeiger Forsch.-Hefte,* C213: pp.23-51.

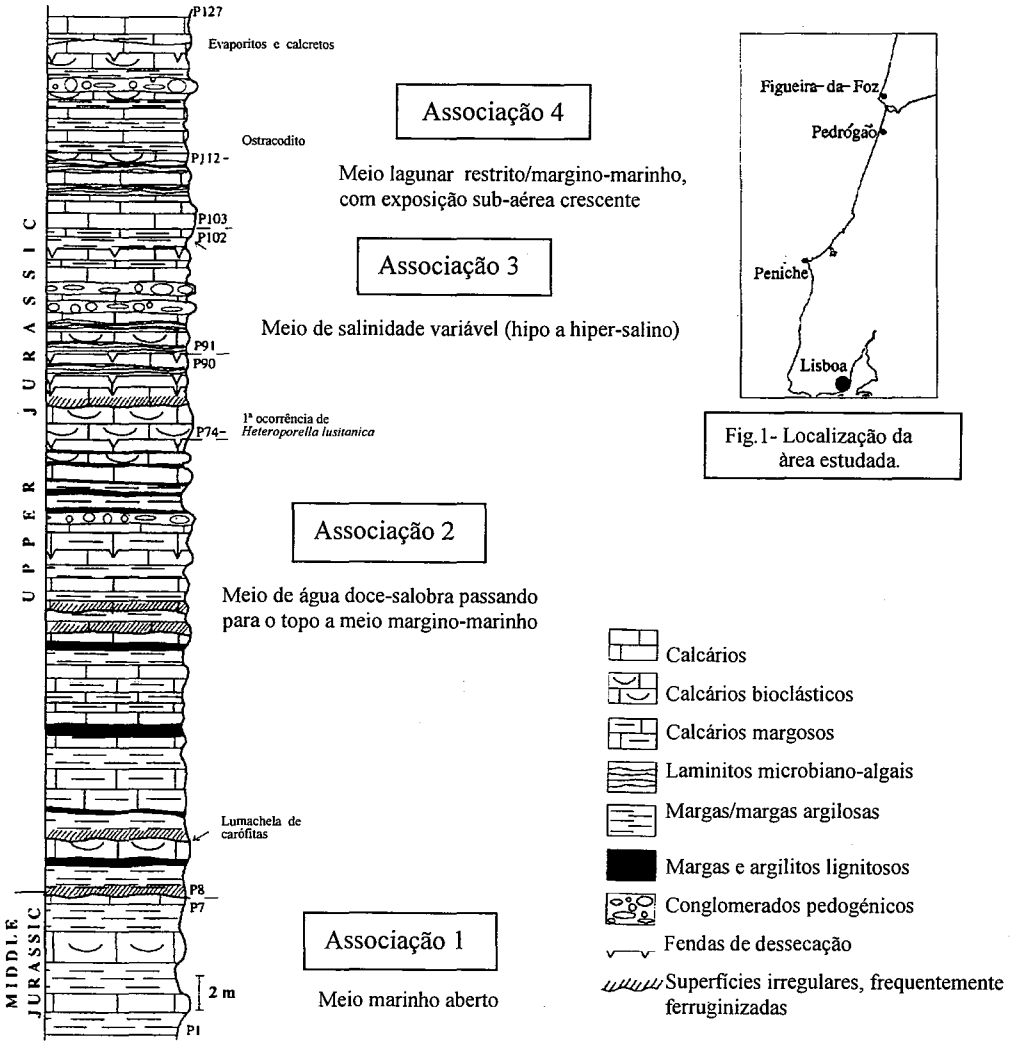


Fig.1- Localização da àrea estudada.

Fig.2 - Coluna litostratigráfica sintética do corte de Pedrógão

Estudo preliminar das Carófitas da base do Jurássico superior da Bacia Lusitânica

R. PEREIRA*, ANA C. AZERÊDO**, M. FEIST*** e MIGUEL RAMALHO****

Palavras-chave: Carófitas; passagem Dogger-Malm; Bacia Lusitânica.

Resumo: No âmbito de um projecto de investigação mais vasto que visa aprofundar os conhecimentos relativos ás formações associadas à descontinuidade Dogger - Malm na Bacia Lusitânica, iniciou-se o estudo sistemático de carófitas dos níveis atribuídos à base do Malm.. Este estudo, em curso, contempla análise morfológica e morfométrica. O estudo preliminar de amostras de Pedrógão e da Serra dos Candeeiros evidenciou a presença de: duas espécies já anteriormente referidas de *Porochara (P. kimmeridgensis* e *P. fusca)*; uma forma não descrita, do mesmo género, classificada até à altura como *Porochara* sp. (nova espécie ?); e prováveis *Aclistochara* sp.

Key-words: Charophyta; Middle - Upper Jurassic boundary; Lusitanian Basin.

Abstract: A systematical study of charophytes from deposits attributed to the basal Upper Jurassic of the Lusitanian Basin has been initiated. It is part of a broader research project aiming to improve current knowledge on the formations related to the Middle - Upper Jurassic disconformity in this basin. The charophyte studies, under progress, include morphological and morphometric analysis. The preliminary study of samples from Pedrógão (W of the basin) and Serra dos Candeeiros (E) has shown the presence of: *Porochara kimmeridgensis* and *Porochara fusca*, both previously mentioned, one undescribed form of the same genera (new species?) and probable *Aclistochara* sp.

INTRODUÇÃO

No âmbito do Projecto PRAXIS XXI - PCNA/P/CTE/6/96 "*Passagem Jurássico Médio - Jurássico Superior na Bacia Lusitânica: caracterização paleoclimática, sedimentar e estratigráfica*", estão em curso estudos multidisciplinares, que incluem análise sistemática das associações de carófitas presentes. Estas são muito abundantes nos depósitos atribuídos à parte inferior do Malm (Oxfordiano médio, ou médio a superior?) e habitualmente conhecidos pela designação de "Formação Cabaços" (vejam-se, por exemplo, RUGET-PERROT, 1961; RAMALHO, 1971, 1981; MOUTERDE *et al.*, 1979; GRAMBAST-FESSARD & RAMALHO, 1985).

Os trabalhos estão ainda numa fase inicial, pelo que se pretende apenas, nesta comunicação, apresentar a metodologia que está a ser seguida para o estudo das carófitas e os resultados preliminares entretanto obtidos. Foram estudadas amostras provenientes de dois dos vários cortes conhecidos abrangendo a passagem do Jurássico Médio ao Jurássico Superior: Pedrógão (a S da Figueira da Foz) e Vale de Ventos (Serra dos Candeeiros).

ENQUADRAMENTO ESTRATIGRÁFICO SUCINTO

A passagem Dogger - Malm na Bacia Lusitânica é descontínua, sendo esssa descontinuidade representada de modo diferenciado em várias zonas da bacia, mas sempre associada a importante lacuna estratigráfica. Esta abrange, no mínimo, o intervalo Caloviano terminal - Oxfordiano inferior (três biozonas de amonites), mas nalguns locais o hiato é muito maior (cf. RUGET-PERROT, 1961; RAMALHO, 1971, 1981; MOUTERDE *et al.*, 1979).

* Centro de Geologia, Universidade de Lisboa, Ed. C2, 5º Piso, Campo Grande, 1700 Lisboa , Portugal.

** Departamento e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências de Lisboa, Universidade de Lisboa, Ed. C2, 5º Piso, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal.

*** Laboratoire de Paléobotanique, Institut des Sciences de l'Evolution, Université de Montpellier II, place Bataillon, 34060 Montpellier Cedex, France.

**** Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela, Zambujal, 2720 Alfragide, Portugal.

No corte de Pedrógão, o Dogger corresponde a fácies de meio marinho externo, representadas por margas e calcários com amonites, braquiópodes, lamelibrânquios (incluindo "filamentos"), equinodermes, coraliários solitários, foraminíferos hialinos. A fauna de amonites indica, segundo RUGET-PERROT (1961), idade Caloviano superior (faltando a parte terminal, Zona de Lamberti, tal como em toda a bacia). As formações suprajacentes são de fácies completamente diferente, de águas doces e salobras a margino-marinhas (muito ricas em carófitas e ostracodos), com intercalações de depósitos de laguna confinada (dasicladáceas abundantes e foraminíferos aglutinados) na parte intermédia da série. Até à data, só estes últimos níveis forneceram elementos de datação, ainda que sob certa reserva: a dasicladácea *Heteroporella lusitanica* (RAMALHO, 1970), atribuída ao Oxfordiano médio (RAMALHO, 1971, 1981).

No corte de Vale de Ventos, o Dogger corresponde a fácies de meio marinho interno, de laguna, com abundante fauna de foraminíferos bentónicos, entre os quais *Meyendorffina bathonica* AUROUZE & BIZON, 1958, datador do Batoniano superior. Estes níveis são truncados por superfícies erosivas, a que se seguem depósitos subaéreos e lacustres, passando gradualmente a lagunares, igualmente com *Heteroporella lusitanica* (RAMALHO, 1970).

As amostras a que se referem os dados aqui presentes correspondem, nos dois cortes, a níveis compreendidos entre a descontinuidade e as primeiras ocorrências de *H. lusitanica*.

METODOLOGIA E ANÁLISE POPULACIONAL

Os exemplares de carófitas são de difícil caracterização, dada a grande variabilidade intra-específica ao nível das dimensões e características gerais dos girogónitos. Para o seu estudo procede-se à medição do maior número possível de exemplares, utilizando-se os seguintes parâmetros (segundo, por exemplo, SCHUDACK, 1996):

LPA - dimensão do eixo maior (*Lenght of Polar Axis*) (μm)
LED - dimensão do eixo menor (*Lenght of Equatorial Diameter*) (μm)
NC - nº de espirais (*Number of Convolutions*)
AND - distância à linha equatorial (*Anisopolarity Distance*) (μm)
ISI - Isopolarity Index, LPA/LED x 100
ANI - Anisopolarity Index, AND/LPA x 100
ECD - dimensão da célula equatorial (*Equatorial Cell Diameter*) (μm)

Utilizaram-se ainda outros parâmetros:

ϕA - diâmetro do poro apical (μm)
ϕB - diâmetro do poro basal (μm)

Este conjunto de parâmetros poderá permitir caracterizar diferentes populações contribuindo, assim, para uma classificação taxomómica mais segura. Outros aspectos importantes são a caracterização morfológica global dos girogónitos e a criação de uma descrição "média" que defina a população. As designações taxonómicas aqui utilizadas seguem a sistemática tradicional (por exemplo, FEIST e GRAMBAST-FESSARD, 1982), embora a nomenclatura e a análise filogenética do grupo sejam ainda controversas (veja-se, por exemplo, MARTÍN-CLOSAS e SCHUDACK, 1991).

O estudo até agora efectuado permite admitir com base na descrição convencional dos espécimes e nos dados morfométricos (Fig.1), a existência de pelo menos dois géneros, um deles com três formas distintas, incluindo uma não descrita (nova espécie ?).

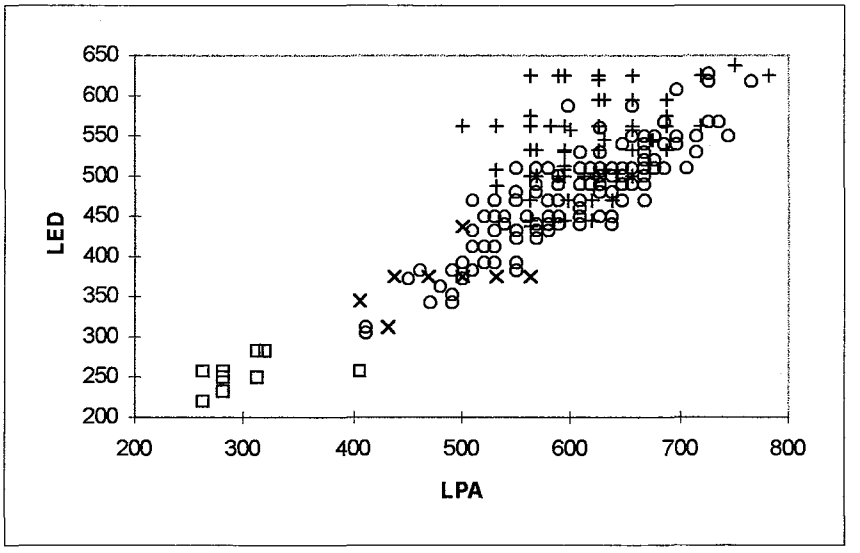
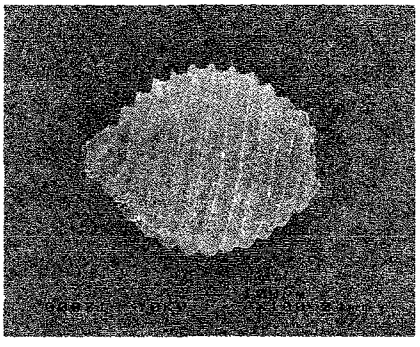


Fig. 1- Diferentes espécies de carófitas. Projecção comparativa dos aspectos morfométricos
o - *Porochara* n.sp.? + - *Porochara kimmeridgensis* x - *Porochara fusca* □ - *Aclistochara* ?

Foram encontradas várias formas de *Porocharacae*, típicas do Jurássico superior, nomeadamente: *Porochara kimmeridgensis* MÄDLER, 1955 - em Vale de Ventos e Pedrógão; *Porochara fusca* MÄDLER, 1955 - em Vale de Ventos; e, ainda, em amostras de diferentes níveis do corte de Pedrogão, uma outra forma de *Porochara*, aparentemente não descrita na bibliografia, que poderá corresponder a uma espécie nova, embora seja necessário um estudo mais aprofundado para testar esta hipótese. A única semelhança conhecida diz respeito a exemplares não identificados e inseguramente atribuídos ao Batoniano de Inglaterra, existentes na colecção particular de um dos autores (M. Feist). Esta forma caracteriza-se pela presença nítida de um prolongamento no bordo basal e uma forma de "pêra" invertida (Fig. 2). Os seus parâmetros morfométricos são os seguintes:

LPA: (412) 604 (765) (μm)
LED: (304) 479 (627) (μm)
ISI: (102) 127 (144)
ANI: (40) 47 (60)
NC: (8) 12 (14)

(Os valores mínimo e máximo indicam-se entre parêntesis)



(Fig. 2) *Porochara* n.sp.?

Quanto a *P. kimmeridgensis* e *P. fusca,* a sua presença no Malm português (Pedrógão e Algarve, respectivamente) havia sido anteriormente registada por GRAMBAST-FESSARD E RAMALHO (1985); o facto de se obter uma identificação coincidente no material agora estudado, reforça o grau de confiança a atribuir á análise populacional tentativamente efectuada. Até ao momento, não se reconheceram as outras duas espécies identificadas em Pedrógão por aqueles autores, *P. jargaraensis* SHAIKIN & SAIDAKOVSKY, in SHAIKIN, 1976 e *P. sulcata* GRAMBAST-FESSARD 1985.

Assinale-se, ainda, a presença provável de formas do género *Aclistochara*, embora esta identificação careça igualmente de confirmação posterior.

AGRADECIMENTOS

Estes estudos estão a ser desenvolvidos no âmbito do Projecto PRAXIS XXI - PCNA/P/CTE/6/96, financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia.

BIBLIOGRAFIA

AUROUZE, G. & BIZON, J. J. (1958) - Rapports et différences des deux genres de foraminifères: *Kilianina* (PFENDER) et *Meyendorffina* n. gen.. *Rév. Micropaléontologie*, 1 (2): pp. 67-74.

GRAMBAST-FESSARD, N. & RAMALHO, M. M. (1985) - Charophytes du Jurassique supérieur du Portugal. *Rév. Micropaléontologie*, 28 (1): pp. 58-66.

FEIST, M. & GRAMBAST-FESSARD, N. (1982) - Clé de détermination pour les genres des Charophytes. *Paléobiol. continent.*, 13: pp. 1-28.

MÄDLER, K. (1955) - Zur taxionomie der tertiaren charophyten. *Geol. Jahrb.*, Bd 70. pp. 265-328.

MARTÍN-CLOSAS, C. & SCHUDACK, M. (1991) - Phylogenetic analysis and systematization of post-Palaeozoic charophytes. *Bull. Soc. Bot. France*, 138, *Actual. Bot.* (1): pp. 53-71.

MOUTERDE, R.; ROCHA, R .B.; RUGET, CH. & TINTANT, H., (1979) - Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Ciências da Terra* (U.N.L.), 5: pp. 29-52.

RAMALHO, M. M., (1970). *Cylindroporella lusitanica*, une nouvelle Dasycladacée du Jurassique supérieur portugais. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XVII (2): pp. 123-127.

RAMALHO, M. M., (1971) - Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétace inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N.S., Lisboa 19, 212 p.

RAMALHO, M. M., (1981) - Note préliminaire sur les microfaciès du Jurassique supérieur portugais. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 67 (1): pp. 41-45.

RUGET-PERROT, CH., (1961) - Etudes stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N.S., 7, 197 pp.

SCHUDACK, M. (1996) - Charophyten des Kimmeridgium, Tithonium und Berriasium aus Bohrungen in Mecklenburg und Branderburg (Nordostdeutschland) - *Hallesches Jahrb. Geowiss.*, 18: pp.153-170.

SCHAIKIN, I. M., (1976) (em russo)- New data on biostratigraphy of the Jurassic and Cretaceous deposits of the Fore-Dobrogean trough. *Geol. Zh.*, 36 (2). pp. 77-86.

Sedimentologia, mineralogia e geoquímica das Margas de Abadia nos sectores de Santa Cruz e Montejunto (Bacia Lusitaniana, Portugal)

P. ABREU*, P. S. CAETANO**, F. T. ROCHA***, R. ROCHA** & C. GOMES***

Palavras chave: Margas de Abadia, sedimentologia, mineralogia, geoquímica, Jurássico superior, Bacia Lusitaniana.

Resumo: São apresentados os resultados obtidos a partir do estudo integrado, sedimentológico, mineralógico e geoquímico, de dois cortes efectuados nas Margas de Abadia da parte central da Bacia Lusitaniana (sectores de Santa Cruz e Montejunto). Esta formação, atribuída ao Kimeridgiano – base de Titónico, corresponde a uma sucessão de materiais essencialmente detríticos em que a presença de bons marcadores bioestratigráficos é rara. É apresentado um modelo de caracterização do ambiente de deposição, estabelecida uma correlação entre os dois sectores e discutido a evolução deposicional das Margas de Abadia na perspectiva da estratigrafia sequencial. São evidenciadas as potencialidades de estudo integrado utilizando as metodologias referidas, em particular no que diz respeito a sequências sedimentares de difícil correlação biostratigráfica.

Key-words: Margas de Abadia Fm., sedimentology, mineralogy, geochemistry, Upper Jurassic, Lusitanian Basin.

Abstract: The results obtained by an integrated, sedimentological, mineralogical and geochemical, study of two sections of the Margas da Abadia Formation in the central Lusitanian Basin (Santa Cruz and Montejunto sectors) are presented. This Kimmeridgian – basal Tithonian formation consists of a succession of essentially clastic deposits in which the presence of good biostratigraphical markers is rare. The results allow the establishment of a model characterizing the depositional environments, the correlation between the two sectors and to discuss this formation within a sequence stratigraphic framework. Also evidenced is the potential of an integrated study of this type in the analysis of sedimentary deposits of dificult biostraigraphic correlation.

INTRODUÇÃO

A Formação das Margas de Abadia corresponde esssencialmente a uma sucessão de materiais detríticos em grande parte argilosos a margosos, com intercalações de níveis siliciclásticos mais ou menos grosseiros. Com base na presença de amonites, a base da formação é atribuída ao Kimeridgiano inferior (zona de Platynota), e o topo ao Titónico inferior (zona de Hybonotum) (ATROPS & MARQUES, 1986, 1988). No entanto, na quase totalidade os amonóides são raros o que não permite uma maior precisão nas datações dos diferentes níveis, e dificulta sobremaneira a correlação de cortes efectuados em locais diferentes.

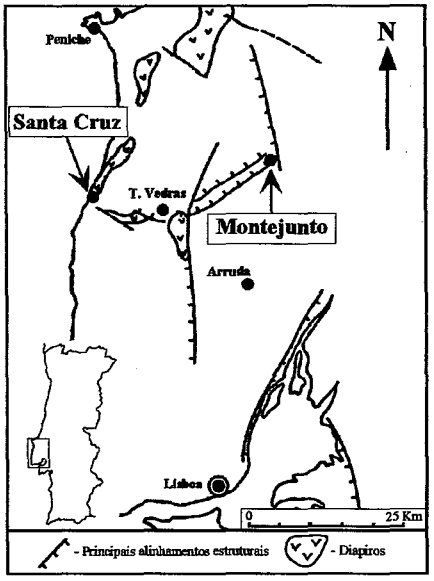


Figura 1 – Localização dos cortes estudados

* Birkbeck College, University of London, Malet St., London, WC1E 7HX, UK; endereço actual: PAREXPRO, R. Laura Alves, 12, 4°, 1050 Lisboa
** Centro de Estratigrafia e Paleobiologia da UNL, Quinta da Torre, 2825 Monte Caparica
*** Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, Campus de Santiago, 3810 Aveiro

Para melhor caracterizar a formação, em particular no que diz respeito à litostratigrafia e interpretação paleoambiental, apresentam-se os resultados de estudo integrado, compreendendo a análise sedimentológica, mineralógica e geoquímica, efectuado sobre dois cortes realizados nos sectores de Santa Cruz e Montejunto na parte central da Bacia Lusitaniana (Fig. 1). A escolha destes dois locais deve-se ao seu posicionamento, aproximadamente coincidente com a direcção da distensão E-W da bacia, que permite uma observação e descrição da variação de fácies desde uma situação mais proximal na bacia, a W, para uma mais distal a E.

CORTES ESTUDADOS

O corte de Santa Cruz (Fig. 2A) foi efectuado ao longo das arribas das praias do Guincho e Formosa a S da povoação de Santa Cruz. Da base para o topo, a sequência foi dividida em 6 unidades (SC1 a SC6):

- A base da unidade SC1 (>110m) contacta por falha com as Margas de Dagorda que constituem o núcleo do diapiro de Santa Cruz. Ela consiste numa espessa série margosa com intercalação de níveis arenosos lenticulares; as margas, de cor cinzento-clara a escura, são geralmente siltosas, intensamente bioturbadas e com abundante matéria carbonosa. Superfícies basais erosivas são observadas em alguns dos níveis arenosos assim como vestígios de laminação paralela e cruzada.

- A unidade SC2 (22 m) assenta em discontinuidade erosiva sobre a unidade subjacente e consiste em duas subunidades separadas por superfície erosiva. Na subunidade basal foram reconhecidos quatro litótipos: conglomerados poligénicos basais, arenitos conglomeráticos a grosseiros e médios com estratificação cruzada de grande escala, arenitos muito grosseiros a médios, e arenitos muito grosseiros a médios com estratificação planar e raros elementos conglomeráticos que terminam em nível rico de matéria carbonosa. Na subunidade superior foi reconhecido um único litótipo constituído por conglomerados poligénicos semelhantes aos da subunidade inferior. A unidade SC2 corresponde ao Membro do Guincho (ELLIS *et al.*, *in* GUERY *et al.*, 1987).

- A unidade SC3 (40m) apresenta, na base, uma alternância de níveis margosos com níveis lenticulares pouco espessos (<1m) de arenitos grosseiros a médios com vestígios de estratificação planar. A unidade é mais margosa para o topo, onde os níveis arenosos são mais raros e finos.

- A unidade SC4 (20m) consiste numa série de corpos lenticulares que apresentam alternância de margas e arenitos grosseiros a médios com abundantes oncólitos; alguns níveis apresentam restos de plantas.

- A unidade SC5 (7m) consiste num nível arenítico grosseiro a médio, maciço, que contacta por falha com a unidade sobrejacente.

- A unidade SC6 (55m) é composta por uma sobreposição, em discordância, de corpos areníticos grosseiros a finos com granoselecção positiva; para o topo a unidade apresenta carácter mais fino.

O corte de Montejunto (Fig. 2B) foi efectuado a SW do maciço de Montejunto entre as povoações de Casal da Ramada e Portela do Sol. Da base para o topo, a sequência foi dividida em 6 unidades (MJ1 a MJ6):

- A unidade MJ1 (100m) assenta em conformidade sobre a Formação de Tojeira atribuída ao Oxfordiano superior. Consiste numa espessa sequência de margas acinzentadas, esverdeadas e avermelhadas, com intercalações de níveis pouco espessos (<0,30m) de margas calcárias cinzento-amareladas. Entre a abundante fauna desta unidade, a presença de amonites na parte inferior e média permite datá-la do Kimeridgiano inferior (zonas de Platynota e Hypselocyclum) (ATROPS & MARQUES, 1986).

- A unidade MJ2 (75m) é constituída por uma série de corpos gresosos e conglomeráticos lenticulares de baixo ângulo, com vestígios de estratificação planar e cruzada e que assentam em discordância sobre a unidade subjacente. Corresponde ao Membro de Cabrito (Mouterde *et al.*, *in* RIBEIRO *et al.*, 1979).

- A ausência de bons afloramentos não permite observar em pormenor a transição de MJ2 para MJ3 nem caracterizar devidamente esta espessa unidade margosa (aprox. 180m), com raros níveis gresosos, e na qual não foram recolhidos fósseis.

- A unidade MJ4 (60m), intercalada entre unidades essencialmente margosas, corresponde a um conjunto mais grosseiro, com níveis gresosos de 0,5 a 3 m de espessura, intercalados com níveis margosos mais finos, alguns muito ricos de matéria orgânica.

- A unidade MJ5 (aprox. 225m), semelhante a MJ3, apresenta, no entanto, maior numero de níveis gresosos para o topo.

- A unidade MJ6 (> 25m) assenta em conformidade sobre a unidade subjacente e pertence à Formação de Amaral, cuja base é atribuída ao Titónico inferior (zona de Hybonotum) (ATROPS & MARQUES, 1988). É constituída por calcários oolíticos, por vezes espessos (aprox. 3m), intercalados com níveis mais detríticos e margas por vezes ricas de matéria carbonosa.

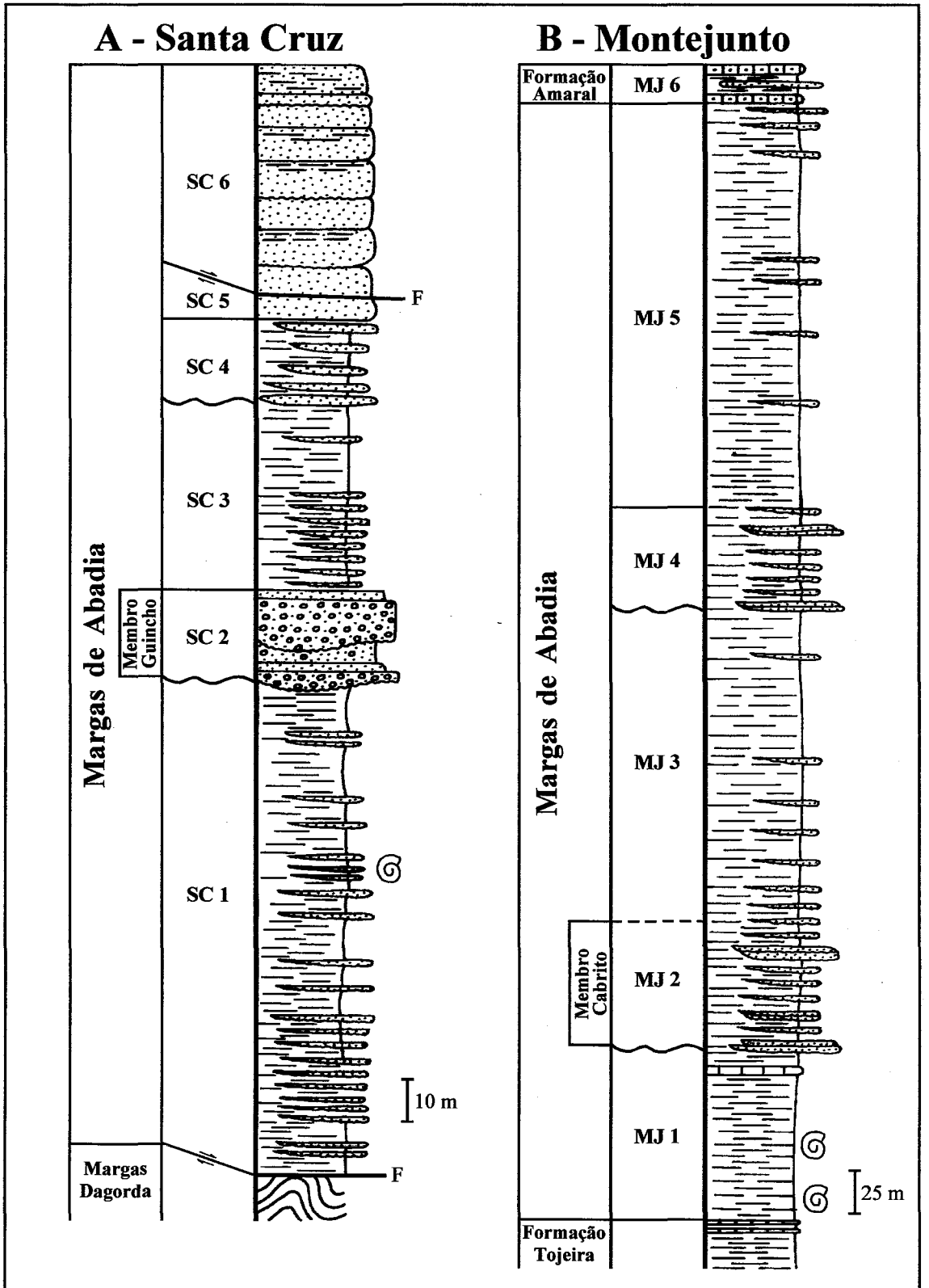


Figura 2 - Colunas litostratigráficas de Santa Cruz (A) e de Casal da Ramada (Montejunto) (B)

METODOLOGIA E MATERIAIS DE ESTUDO

Durante a fase de trabalhos de campo, que consistiram, sempre que a qualidade dos afloramentos o permitiu, num levantamento com observação e descrição pormenorizado "bancada a bancada" dos "logs" estudados foi também feita amostragem sistemática dos diferentes litótipos para posterior análise e descrição mais completa, em especial da microfácies.

Foram recolhidas associações fossilíferas (amonites, lamelibrânquios, gastrópodes), que complementam os resultados biostratigráficos.

Estudos mineralógicos, tanto da amostra total como dos resíduos insolúveis, particularmente dos componentes argilosos, foram baseados essencialmente em difracção de raios-X, executados em amostras não-orientadas e orientadas. Para determinações semi-quantitativas de minerais argilosos e não-argilosos, foram seguidos os critérios recomendados por L. SCHULTZ (1964) e J. THOREZ (1976).

Na fracção carbonatada de cada amostra foi determinado, por espectroscopia de absorção atómica, o conteúdo em elementos maiores e elementos traço (Ca, Mg, Mn, Sr, Na, K e Fe), segundo a metodologia descrita por M. RENARD & P. BLANC (1971, 1972) e P. S. CAETANO (1993).

RESULTADOS E CONCLUSÕES

Os resultados obtidos permitem caracterizar a sequência sedimentar das Margas de Abadia, definindo uma zonografia baseada não só nas unidades definidas pelo estudo de campo, mas também nas características sedimentológicas precisadas pela análise das microfácies e no conteúdo e curvas de evolução mineralógica e geoquímica dos depósitos.

Deste modo apresenta-se um modelo de caracterização do ambiente de deposição, propõe-se uma correlação, essencialmente litostratigráfica, entre os dois sectores e discute-se a evolução deposicional das Margas de Abadia na perspectiva da estratigrafia sequencial.

Assim, pretende-se evidenciar as potencialidades de um estudo integrado, utilizando as metodologias referidas, em particular no que diz respeito a sequências sedimentares de difícil correlação biostratigráfica.

BIBLIOGRAFIA

ATROPS, F. & MARQUES, B. (1986) - Mise en évidence de la zone à Platynota (Kimméridgien inférieur) dans le massif du Montejunto (Portugal); conséquences stratigraphiques et paléontologiques. *Geobios*, Lyon, 19 (5): pp. 537-547.

ATROPS, F. & MARQUES, B. (1988) - Précisions stratigraphiques sur les formations à ammonites du Jurassique supérieur dans le massif du Montejunto (Nord du Tage, Portugal). *In:* R. B. Rocha & A. F. Soares (Eds), *2nd Int. Symp. Jur. Strat.*, Lisboa, vol. I, pp. 505-516, 2 fig., 2 pl.

CAETANO, P.S. (1993) - Análise de amostras carbonatadas de sondagens por Espectroscopia de Absorção Atómica. Determinação de Ca, Mg, Mn e Sr. *IX Semana de Geoquímica e II Cong. de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Porto.

GUÉRY, F., MARQUES, B., ELLIS, P., ELLWOOD, P., WILSON, R. C. & ROCHA, R. B. (Coord.) (1987) - Trip B-Structural control of sedimentation during Upper Jurrasic Meridional region of Portuguese West-basin; the Jurassic halocinesis on the Portuguese margin. *2nd Int. Symp. Jur. Strat.*, Lisboa, 71+42 p.

RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F. M., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1979) - Introduction à la Géologie Générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal.* Lisboa. 114 p.

RENARD, M. & BLANC, P. (1971) - Mise au point d'un protocole expérimental pour le dosage d'éléments en traces (V, Cr, Mn, Ni, Sr, Mo) par absortion atomique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 272: pp. 2285-2288.

RENARD, M. & BLANC, P. (1972) - Influence des conditions de mise en solution (choix de l'acide, température et durée d'attaque) dans le dosage des éléments en traces des roches carbonatées. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 274: pp. 632-635.

SCHULTZ, L.G. (1964) - Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 391-C: pp. 1-31.

THOREZ, J. (1976) - Practical identification of clay minerals. *G. Lelotte*, Belgique.

Estudo dos Gastrólitos do Dinossáurio *Lourinhasaurus* do Jurássico Superior Português*

P. DANTAS**, C. FREITAS***, T. AZEVEDO***, A. GALOPIM DE CARVALHO (**) (***),
D. SANTOS** (†), F. ORTEGA****, V. SANTOS**, J.L. SANZ****,
C. MARQUES DA SILVA***, & M. CACHÃO***

Palavras-Chave: Kimeridgiano-Tithoniano; Sauropodomorpha; *Lourinhasaurus*; Gastrólitos; Análise sedimentológica; Portugal.

Resumo: Estudo de cento e vinte gastrólitos associados aos seus restos osteológicos de um dinossáurio saurópode da margem ocidental da Península Ibérica. É feita a revisão do conceito de gastrólito e são apresentados parâmetros diversos de carácter estratigráfico, sedimentológico e anatómico para o seu estudo. Neste exemplar de *Lourinhasaurus* a maioria dos gastrólitos estava concentrada perto das vértebras cervicais posteriores e dorsais anteriores correspondendo provavelmente a uma acumulação de gastrólitos provenientes do papo. Os gastrólitos têm diferentes formas, tamanhos e brilhos, mas todos eles são bem polidos. A maioria é de natureza quartzosa.

Key-Words: Kimmeridgian- Tithonian; Sauropodomorpha; *Lourinhasaurus*; Gastroliths; Sedimentological analysis; Portugal.

Abstract: This note reports the discovery and the study of more than a hundred sauropod dinosaur's gastroliths, associated with osteologic remains, in the occidental coastal region of the Iberian Peninsula. The gastrolith's concept is reviewed and several stratigraphical, sedimentologic and anatomic parameteres for its study, are presented. Most of the gastroliths were concentrated near the anterior dorsal and posterior cervical vertebrae of the *Lourinhasaurus* specimen, corresponding probably to an original gastroliths accumulation in the animal's crop. The gastroliths have different shapes, sizes and brightnesses but they are well polished. Mostly of them are made of quartz.

INTRODUÇÃO

Associados ao esqueleto de um grande saurópode, *Lourinhasaurus alenquerensis* (LAPPARENT & ZBYSZEWSKI, 1957), foram encontrados em depósitos do Jurássico superior (Kimeridgiano sup. - Tithoniano inf.) da Jazida da Praia de Porto Dinheiro - zona da Lourinhã (carta geológica de Portugal nº 30 - A; escala 1:50.000) - cento e vinte gastrólitos (DANTAS *et al.*, 1993).

Considerações sobre as características sedimentológicas, estratigráficas, paleontológicas e paleobiológicas desta jazida foram já apresentadas, bem como o estudo de parte dos restos osteológicos do exemplar de *Lourinhasaurus* com o qual estavam associados (DANTAS *et al.* 1992, 1998).

CONSIDERAÇÕES GERAIS

Gastrólitos são calhaus ou concreções encontrados dentro do corpo de alguns invertebrados e de distintos grupos de vertebrados e que estão claramente associados a aspectos funcionais ou biológicos, não acidentais. Eles podem provir do papo, do estômago ou da moela dos animais.

Dentro dos grupos taxonómicos do presente e do passado que fazem ou fizeram uso de gastrólitos citem-se: alguns crustáceos decápodes - secção *Macrura* (FRIZZELL & EXLINE, 1958; UENO, 1980) -, insectos (Blatopteroida Isoptera), certos anfíbios arcaicos - Temnospondyli Trematosauroidea da família Rhytidosteidae (WARREN & HUTCHINSON, 1987) -, sauropterígios plesiossáurios (BROWN, 1904; JANENSCH, 1928; DARBY & OJAKANGAS, 1980), alguns eosuquios - família Tangasauridae (HAUGHTON, 1924; PIVETAU, 1955) -, crocodilianos (Cott, 1961; DARBY & OJAKANGAS, 1980), diversos dinossáurios e alguns mamíferos marinhos do grupo Pinnipedia (SCHROEDER & WEGEFORTH, 1935; EMERY, 1941).

Entre os dinossáurios que utilizavam gastrólitos destacam-se as aves (BAKKER, 1986; BREWSTER, 1987), alguns prosaurópodes - famílias Massospondylidae e Plateosauridae (RAATH, 1974; GALTON, 1973) - saurópodes das famílias Diplodocidae e Dicraeosauridae (CANNON, 1906; JANENSCH, 1929; BIRD; 1985; GILLETTE *et al.*, 1990; GILLETTE, 1991; MANLEY, 1991; CALVO; 1994; CHRISTIANSEN, 1996), alguns ceratópsios primitivos da família Psittacosauridae (BROWN, 1941; THULBORN, 1990), ornitópodes da família Hadrosauridae (BROWN, 1907; BIRD, 1985) e alguns ankylossáurios (BAKKER, 1986).

As funções dos gastrólitos, segundo a bibliografia disponível, podiam ser: aliviar as "angústias" da fome (hipótese, além de polémica, muito duvidosa; THULBORN, 1990), auxiliar no processo de esmagamento, moagem e trituração dos alimentos (CHARIG, 1988; THULBORN, 1990), lastro para rápidas imersões (em certos animais aquáticos) (CHARIG, 1988; THULBORN, 1990) e fontes de carbonato para "mudas" do exosqueleto calcário - nalguns crustáceos malacostráceos decápodes (*e.g.* lagostas e lagostins; FRIZZELL & EXLINE, 1958; MENO, 1980).

---

* Trabalho realizado no âmbito do projecto de investigação "Dinossáurios Jurássicos da Lourinhã e de Pombal (Leiria)"(1989 - 92), subsidiado pela Fundação Calouste Gulbenkian e baseado numa comunicação ao "Premier Congrès Européen de Paléontologie"(Lyon, 7 - 9 Julho 1993).
** Museu Nacional de História Natural Universidade Lisboa, Rua da Escola Politécnica, 58, P-1294 LISBOA CODEX PORTUGAL.
*** Departamento e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Bloco C2, 5º Piso, Campo Grande, P-1700 LISBOA PORTUGAL.
**** Unidad de Paleontología, Depart. de Biología, Facult. de Ciencias, Universidad Autónoma, 28049 CANTOBLANCO MADRID ESPANHA.
† - Participação a título póstumo.

O grau de probabilidade ou de certeza de determinados clastos serem gastrólitos é graduado, por ordem crescente, de 1 a 4, quando são encontrados nas seguintes situações:

1 - os clastos estão incorporados em unidades geológicas que não contêm fósseis de animais utilizadores de gastrólitos;
2 - os clastos encontram-se englobados em unidades geológicas que contêm fósseis de animais que utilizam gastrólitos nas suas funções biológicas, mas os clastos não estão directamente associados com quaisquer restos de fósseis;
3 - os clastos situam-se próximo de restos fossilíferos, mas estes restos encontram-se muito incompletos e desarticulados;
4 - os clastos estão concentrados e em evidente associação com restos fósseis (ossos, por exemplo) em conexão anatómica.

No entanto, outros factores podem aumentar, ou diminuir, o grau de certeza quanto à identificação de gastrólitos. Estão neste caso o exotismo petrológico dos clastos em relação à zona onde foram encontrados e/ou o facto de se inserirem fora do contexto sedimentológico das camadas de onde são provenientes (MANLEY, 1991)

IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO

Os gastrólitos do conjunto estudado (mais de cento e vinte) foram encontrados associados a parte importante do esqueleto axial de grande saurópode, *Lourinhasaurus alenquerensis* (LAPPARENT & ZBYSZEWSKI, 1957) (*vide* DANTAS *et al.*, 1998). A maioria dos restos osteológicos recuperados encontram-se em conexão anatómica. Os restos ósseos e os gastrólitos provêem de níveis granulometricamente finos, evidenciando sedimentação em ambiente aquático de profundidade muito reduzida, pouco oxigenado e de temperatura elevada, onde predominavam condições de fraco hidrodinamismo. Neste sentido, os elementos líticos (balastros) salientam-se pelo seu carácter de excepção e incompatibilidade com o regime hidrodinâmico que terá permitido a sedimentação da matriz arenítica onde estes se inseriam.

A maior parte dos gastrólitos estava concentrada em estreita espessura de sedimentos, numa região próxima da das duas últimas vértebras cervicais e das duas a três primeiras dorsais, correspondendo provavelmente a uma acumulação original de gastrólitos proveniente do papo do animal. A porção posterior do esqueleto foi destruída por erosão (nota: a parte mais anterior do corpo também havia desaparecido mas por motivos seguramente diferentes, não sendo de excluir a hipótese de um acto de predação) o que não tornou possível saber da existência, ou não, de uma outra concentração de calhaus numa região mais posterior do corpo (zona do estômago ou da moela) e que tem sido registada, por vezes, associada a esqueletos de saurópodes.

Litologia

A composição litológica dos elementos líticos estudados é essencialmente de quartzo (92.8%). Também estão presentes clastos de granito róseo (3.2%), de arenito (1.6%), de quartzito (0.8%), de arcose (?) (0.8%), entre outros (0.8%). Estes dados podem ser o resultado de erosão diferencial sobre os gastrólitos dentro do corpo do animal. Estamos provavelmente perante as litologias disponíveis já que as litologias de alguns clastos são mais sensíveis aos sucos digestivos do que outras.

Morfometria

O histograma com as dimensões do comprimento máximo dos clastos afigura-se-nos fortemente unimodal com a classe dos 35mm mais desenvolvida. O maior comprimento registado é de 85.6 mm e o menor é de 21.7 mm, sendo a média de 40.5 mm.

Quanto ao histograma dos pesos apresenta-se-nos de tipo log normal e levemente bimodal em que a moda dos 25 g está muitíssimo bem definida. A curva estabelecida é muito assimétrica. Aqui, temos um valor de peso máximo de 367.5 g, um valor de peso mínimo de 3.8 g, um valor de peso médio de 38.3 g e um peso total registado de 4521.8 g.

O histograma dos volumes denota também uma distribuição log normal levemente bimodal. A classe dos 10 cm^3 é a mais evidenciada. O volume máximo é de 276.42 cm^3, enquanto o volume mínimo é de 4.07 cm^3 e o volume médio de 29.76 cm^3. O volume total é de 3511.53 cm^3.

As formas dos gastrólitos apontam, segundo os parâmetros morfométricos, para uma maioria discoidal (35.6%) e esférica (33.9%) em detrimento das formas bastonadas (23.7%) e laminadas (6.8%). A projecção no diagrama de DOBKINS & FOLK (1970) do valor médio da esfericidade e da forma (índice OP) mostra que os clastos têm características evolutivas típicas de ambiente fluvial.

Exoscopia

Todos os clastos se apresentam bem polidos. A análise exoscópica ao scanning revela-nos, aliás, superfícies mais polidas do que as afectas aos domínios fluvial e de praias marinhas. Os sulcos e as marcas de choque observados, próprios de ambiente de média e alta energia, parecem ser marcas de carácter primário ou herdadas.

Os calhaus com brilho em apenas parte da sua superfície (resultante de superfícies estruturais do quartzo) predominam ligeiramente (50% do total) sobre o número de calhaus sem brilho (46%) e claramente sobre os calhaus com brilho em toda a sua superfície (calhaus com brilho especial podendo ser derivado a acção dos sucos digestivos do animal) - 4%.

CONCLUSÕES

Perante o conjunto de dados apresentados, é comprovada a relação indiscutível dos elementos líticos estudados com gastrólitos face aos seguintes aspectos:

- foram encontrados concentrados e em relação com o esqueleto do saurópode (grau de probabilidade 4);
- a grossa maioria deles é considerada petrologicamente exótica para a zona envolvente, contendo elementos que actualmente afloram num bloco sobreelevado do soco, a ocidente do local de recolha (ilha da Berlenga);
- são absolutamente contrastantes com o contexto sedimentológico onde se inserem.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a colaboração de Ana Oliveira, da Câmara Municipal da Lourinhã, de Santiago G. Tudanca (Facultad Ciências Universidad de Salamanca) e do Grupo de Etnologia e Arqueologia da Lourinhã.

Trabalho realizado no âmbito do Projecto "Dinossáurios Jurássicos de Lourinhã e Pombal" (1989-92), financiado pela Fundação Calouste Gulbenkian e JNICT (BM/862/90-RN e BM/2206/91 - RN).

Contribuição nº 23 do Grupo PALEO – Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural da Universidade de Lisboa.

BIBLIOGRAFIA

BAKKER, R.T. (1986) – The Dinosaur Heresies. *William Morrow*, Nova Iorque, 481 p.

BIRD, R. T. (1985) – Bones for Barnum Brown. *Forth Worth, Texas Christian Univ. Press*, pp. 208 – 219.

BREWSTER, B. (1987) – Te Moa. The life and death of New Zealands unique bird. *Nikau Press (New Zealand)*, 61 p.

BROWN, B. (1904) – Stomach stones and food of plesiosaurs, *Science*, N.S. **20** (501): pp. 184 – 185.

BROWN, B. (1907) – Gastroliths. *Science*, N.S. **25** (636): p. 392.

BROWN, B. (1941) – The last dinosaurs. *Nat. Hist.*, **48**: pp. 290 – 295.

CALVO, J.O. (1994) – Gastroliths in sauropod dinosaurs, *Gaia*, **10**: pp. 205 – 208.

CANNONN, G.L. (1906) – Sauropodan gastroliths. *Science*, N.S. **24** (604): p. 116.

CHARIG, A. (1988) – A new look at the dinosaurs. *British Museum Nat. History Publ.*, 28 p.

CHRISTIANSEN, P. (1996) – The evidence for and the implications of Gastroliths in sauropods (Dinosauria, Sauropoda), *Gaia*, **12**, pp. 1 – 7.

COTT, H.B. (1961) – Scientific results of na inquiry into the ecology and economic status of the Nile Crocodile (*Crocodilus niloticus*) in Uganda and Northern Rodesia. *Trans. Zool. Soc. London*, **29** (4): pp. 211 – 391.

DANTAS, P.; FREITAS, C.; AZEVEDO, T.; SANZ, J.L.; GALOPIM DE CARVALHO, A.; SANTOS, D. & SANTOS, V. (1993) - Sauropod Gastroliths study from Upper Jurassic of Lourinhã region (Western Portugal). *Res. Comunic.*"Premier Congrès Européen de Paléontologie", Lyon, p. 34.

DANTAS, P.; SANZ, J.L. & GALOPIM DE CARVALHO, A.M. (1992) - Dinossáurio da Praia de Porto Dinheiro (dados preliminares) - Gaia, 5, pp. 31-35.

DANTAS, P.; SANZ, J.L.; MARQUES DA SILVA, C.; ORTEGA F.J.; SANTOS, V. & CACHÃO, M. (1998) - *Lourinhasaurus* n.gen. Novo Dinosáurio Saurópode do Jurássico Superior (Kimeridgiano Sup. – Titoniano Inf.) de Portugal. *V Congresso Nacional de Geologia,* Lisboa, (presente volume).

DARBY, D.G. & OJAKANGAS, R. W. (1980) – Gastroliths from na Upper Cretaceous plesiosaur. *Journ. Paleontology*, **54**: pp. 548 – 556.

DOBKINS, J.E. & FOLK, R.L. (1970) – Shape development on Tahiti-Nui. *J. Sed. Petrol.* **40** (4): pp. 1167 – 1203.

EMERY, K.O. (1941) – Transportation of rock particles by sea-mammals. *J. Sed. Petrol.* **11** (2): pp. 92 – 93.

FRIZZELL, D.L. & EXLINE, H. (1958) – Cretaceous gastroliths from the Clairborn Eocene of Texas. *Micropaleontology*, **4**: pp. 273 – 280.

GALTON, P.M. (1973) – On the Anatomy and relationships of *Efraasia diagnostica* (V. HUENE) n. gen, a prosauropod dinosaur (Reptilia, Saurischia) from the Upper Triassic of Germany. *Palaeontol. Z.*, **47**: pp. 229 – 255.

GILLETTE, D.D. (1991) – *Seismosaurus hallii,* gen. et sp. Nov., a new sauropod dinosaur from the Morrison Formation (Upper Jurassic / Lower Cretaceous) of New Mexico, USA. *J. Vert. Paleontol.,* **11** (4): pp. 417 – 433.

GILLETTE, D.D.; BECHTEL, J.W. & BECHTEL, P. (1990) – Gastroliths of a sauropod dinosaur from New Mexico, *J. Vert. Paleontol.* (supl. 3), **10**: 24 p.

HAUGHTON, S.H. (1924) – On reptilian remains from the Karroo beds of East Africa. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, **17**: pp. 32 – 45.

JANESNCH, W. (1928) – Ein Plesiosaurier rest mit Magensteinen aus mittlerem Lias von Quedlinburg, *Sitz. Ber. D. Cos. Naturf. Fr.*, Berlim, pp. 89 – 94.

JANESNCH, W. (1929) – Magenstein bei Sauropoden der Tendaguru Schichten. *Palaeontographica* (supl. 7), **2**: pp. 135 – 144.

MANLEY, K. (1991) – Gastrolith identification and sauropod dinosaur migration. *Geol. Society Amer. Abst. Prog.*, **23** (4), p. 45.

PIVETEAU, J. (1955) – Traité de Paléontologie, *Masson*, Paris: 1113 p.

RAATH, M.A. (1974) – Fossil vertebrate studies in Rhodesia: further evidence of gastroliths in prosauropod dinosaurs. *Arnoldia*, **7** (5): pp. 1 – 7.

SCHHROEDER, C.R. & WEGEFORTH, H.M. (1935) – The occurrence of gastric ulcers in sea mammals of the california coast, their etiology and pathology. *Journ. Am. Vet. Med. Assoc.*, N.S. **87** (40): pp. 333 – 342.

THULBORN, T. (1990) – Dinosaur Tracks. *St. Edmundsbury Press*, Grã-Bretanha, 325 p.

WENO, M. (1980) – Calcium transport in crayfish gastrolith disc: morphology of gastrolith disc and ultrahistochemical demonstration of calcium. *The Journ. Exp. Zool.*, **213**: pp. 161 – 171.

WARREN, A.A. & HUTCHINSON, M.N. (1987) – The skeleton of a new hornless rhystidosteid (Amphibia, Temnospondyli). *Alcheringa*, **11**: pp. 291 – 302.

Lourinhasaurus n. gen. Novo dinossáurio saurópode do Jurássico superior (Kimeridgiano superior-Titoniano inferior) de Portugal.

P. DANTAS*; J.L. SANZ**; CARLOS MARQUES DA SILVA*, ***; F. ORTEGA**;
V.F. DOS SANTOS* & M. CACHÃO*, ***

Palavras-Chave: Kimeridgiano-Titoniano; Dinossauria; Sauropodomorpha; *Lourinhasaurus*; filogenia; Portugal.

Resumo: É apresentado o estudo osteológico de parte de um vasto conjunto de elementos esqueléticos (a maioria em conexão anatómica) de um dinossáurio saurópode, de grandes dimensões, proveniente da Praia de Porto Dinheiro (Lourinhã, Portugal), Formação da Lourinhã (Kimeridgiano superior-Titoniano inferior), parte ocidental da Bacia Lusitânica. Os caracteres apresentados por este exemplar permitem atribuí-lo a *Apatosaurus alenquerensis*. Contudo, a análise destes mesmos caracteres, sobretudo dos patentes nas sete primeiras vértebras dorsais, aconselham a inclusão deste e de outros materiais atribuídos a esta espécie num novo género: *Lourinhasaurus* n. gen.

Key-Words: Kimmeridgian-Tithonian; Dinosauria; Sauropodomorpha; *Lourinhasaurus*; phylogeny; Portugal.

Abstract: The osteologic study of the fossilised remains (mainly in anatomical connection) of a large sauropod recovered from the Lourinhã Formation (Upper Kimmeridgian - Tithonian), Praia de Porto Dinheiro outcrop (Western side of the Lusitanian Basin, Portugal), is presented. The diagnostic characters present in this specimen assign it to *Apatosaurus alenquerensis*. However, the analysis of these same characters, especially of those of the first seven dorsal vertebrae, suggest placement of this material, and of other materials assigned to this species, in a new genus: *Lourinhasaurus* n. gen.

INTRODUÇÃO

Em Portugal, desde há muito que são conhecidos restos osteológicos de dinossáurios saurópodes. As primeiras referências, de cariz científico, a saurópodes do Mesozóico português remontam aos finais do século XIX (SAUVAGE, 1897-1898). Desde então para cá, vários estudos foram feitos com base em material português deste grupo de dinossáurios (cf. DANTAS, 1990), não obstante, o conhecimento dos saurópodes nacionais é ainda muito incompleto.

Em 1983, foi descoberto na Praia de Porto Dinheiro (Lourinhã, Portugal), em depósitos da Formação da Lourinhã (Bacia Lusitânica; Jurássico superior, Kimeridgiano superior-Titoniano inferior), parte de um esqueleto de um grande saurópode, o qual foi escavado sucessivamente em 1987, 1991 e 1992. Boa parte do conjunto osteológico recuperado foi preparado e estudado em 1993 (cf. DANTAS *et al.*, 1992, 1993).

Os caracteres apresentados pelo exemplar da Praia de Porto Dinheiro, descrito e discutido no presente trabalho, permitiram atribuí-lo a *Apatosaurus alenquerensis* LAPPARENT & ZBYSZEWSKI, 1957. Contudo, a análise de material atribuído a esta espécie, sob várias denominações genéricas, e muito particularmente do exemplar da Praia de Porto Dinheiro, aconselham a sua inclusão num novo género – *Lourinhasaurus* n. gen. – aqui formalizado.

PALEONTOLOGIA SISTEMÁTICA

Dinosauria OWEN, 1842
Saurischia SEELEY, 1887
Sauropodomorpha HUENE,1932
Sauropoda MARSH, 1878
incertae familiae
Lourinhasaurus n. gen.

Apatosaurus: LAPPARENT & ZBYSZEWSKI, 1957, pág. 33, *non Apatosaurus* MARSH, 1877.
?*Camarasaurus*: MCINTOSH, 1990, pág. 91, 349, 386, *non Camarasaurus* COPE, 1877.

Espécie-tipo: *Apatosaurus alenquerensis* LAPPARENT & ZBYSZEWSKI, 1957; Jurássico superior da Bacia Lusitânica, Portugal.

Etimologia: De Lourinhã, concelho da região centro-oeste portuguesa (distrito de Lisboa) pródigo em vestígios de dinossáurios saurópodes.

Diagnose: Saurópode de grande tamanho com vértebras dorsais com os seguintes caracteres diagnósticos: apófises neurais relativamente altas, verticais e bifurcadas; lâmina supradiapophyseal muito reduzida; lâmina suprapostzygapophyseal média a pequena; lâmina postspinal bifurcada e de grandes dimensões; lâmina prespinal grande; sector inferior do arco neural extenso e baixo cobrindo todo o corpo vertebral; constância de caracteres na face

* Museu Nacional de História Natural, R. da Escola Politécnica, 58, P-1294 LISBOA CODEX, PORTUGAL
** Unidad de Paleontología, Departamento de Biología, Universidad Autónoma de Madrid, E-28049 CANTOBLANCO, MADRID, ESPAÑA
*** Departamento e Centro de Geologia, Universidade de Lisboa, R. da Escola Politécnica, 58, P-1294 LISBOA CODEX, PORTUGAL

lateral da parte inferior do arco neural; existência de uma articulação acessória bifurcada que vai da região inferior e lateral do arco neural e que "suporta" a expansão lateral do hipóspheno; lâmina infraparadiapophyseal variando de pequena (dorsal-1) a grande (dorsais posteriores); corpos vertebrais proporcionalmente altos por comparação com a altura total das vértebras; presença de opistocélia (também existente nas vértebras cervicais posteriores); pleurocelo pequeno a médio, elíptico, por vezes tabicado. Nas vértebras cervicais posteriores registam-se importantes quilhas longitudinais na face ventral; estas quilhas estão pouco marcadas nas primeiras dorsais e ausentes a partir da dorsal-5 (inclusive).

Comparação e Discussão: *Lourinhasaurus* n. gen. difere de *Brachiosaurus*, *Camarasaurus*, *Diplodocus* e *Dicraeosaurus*, em termos das vértebras dorsais, por apresentar distinta relação "altura das espinhas neurais/altura total das vértebras" (35-46%), lâmina postspinal muito desenvolvida, parte inferior do arco neural extensa e baixa, por possuir processo articular secundário (que "suporta" a expansão lateral do hipófone) bifurcado e lâmina infraparadiapophyseal na dorsal-1 que aumenta, progressivamente, de tamanho para trás, nas outras vértebras dorsais (cf. HATCHER, 1901; RIGGS, 1904; OSBORN & MOOK, 1919, 1921; JANENSCH, 1929; GILMORE, 1932; JANENSCH, 1950a, 1950b; SALGADO & BONAPARTE, 1991).

Lourinhasaurus n. gen. mostra afinidades com *Camarasaurus* por apresentar lâmina suprapostzygapophyseal pequena, lâmina supradiapophyseal com dimensões reduzidas (carácter também partilhado por *Dicraeosaurus*), por possuir processo articular secundário (embora em *Camarasaurus* este não seja bifurcado), por apresentar valor similar da relação "altura do corpo das vértebras/altura total das vértebras" (24-35%) e por possuir opistocélia nas dorsais anteriores (até à D-4) e também mais para trás (carácter também partilhado por *Brachiosaurus*).

Lourinhasaurus n. gen. mostra afinidades com *Diplodocus* por possuir características semelhantes da superfície lateral de inserção de ligamentos da espinha neural – dorso-ventralmente alta e com extremo ventral anguloso – e lâmina prespinal bem desenvolvida (em *Brachiosaurus* é, todavia, muito maior que nestes dois géneros), por apresentar constância dos caracteres da face lateral entre D-1 e D-7, por apresentar união das lâminas infradiapophyseal posterior e infraparapophyseal formando um ângulo evidente e por possuir lâmina infraparadiapophyseal (embora só surja na dorsal-5 em *Diplodocus*).

Perante estes dados, e estando os trabalhos em curso (DANTAS *et al.*, em prep.), é ainda prematuro o estabelecimento de parentescos seguros de *Lourinhasaurus* n. gen. com algumas das famílias de saurópodes existentes.

Composição específica: O género *Lourinhasaurus* n. gen. inclui, à data, uma única espécie: *Lourinhasaurus alenquerensis* (LAPPARENT & ZBYSZEWSKI, 1957) [= *Apatosaurus alenquerensis*].

Distribuição: O género *Lourinhasaurus* n. gen. é, à data, apenas conhecido do Jurássico superior (Kimeridgiano superior-Titoniano inferior) da Bacia Lusitânica, Portugal.

Lourinhasaurus alenquerensis (LAPPARENT & ZBYSZEWSKI, 1957)

Apatosaurus alenquerensis LAPPARENT & ZBYSZEWSKI, 1957: 33.
? *Camarasaurus alenquerensis* (LAPPARENT & ZBYSZEWSKI, 1957) – MCINTOSH, 1990, pág. 91, 349, 386.

Holótipo: Museu Geológico do Instituto Geológico e Mineiro (*ex* Serviços Geológicos de Portugal); Colecção da Jazida do Moinho do Carmo, Alenquer, Portugal; Jurássico superior. Exemplar constituído por 26 vértebras (maioritariamente dorsais; as vértebras da zona sacra, algumas cervicais e raras caudais anteriores), 24 costelas (duas cervicais, sendo as restantes torácicas), cintura escapular praticamente completa (omoplatas e respectivos coracóides associados), boa parte da cintura pélvica (o ilíon esquerdo, os dois ísquions e os dois púbis), restos dos membros anteriores (os dois úmeros, o rádio e a ulna direitos, os ossos do carpo esquerdo, parte do metacarpo III esquerdo e uma falange do dedo II, do membro anterior esquerdo) e dos membros posteriores (os dois fémures, a tíbia esquerda, a fíbula esquerda, o astrágalo esquerdo e parte do calcâneo, também esquerdo) *fide* LAPPARENT & ZBYSZEWSKI (1957).

Material: Parte de um esqueleto composto por nove apófises neurais de vértebras (privadas por erosão dos respectivos corpos vertebrais), 12 vértebras completas correspondentes às zonas dorsal e cervical posterior, 12 costelas (algumas delas completas) de ambos os lados do esqueleto, raro material apendicular e das cinturas (muito incompleto e mal conservado), vários fragmentos de ossos indeterminados, um dente isolado (?) e cerca de uma centena de gastrólitos (DANTAS *et al.*, 1992; DANTAS *et al.*, 1998). Parte do material osteológico encontra-se algo deformado, apresentando-se as vértebras ligeiramente estiradas transversalmente. Material proveniente da jazida da Praia de Porto Dinheiro (Lourinhã, Portugal); Bacia Lusitânica; Formação da Lourinhã; Jurássico superior (Kimeridgiano superior-Titoniano inferior).

Descrição: Esqueleto Postcraniano (vértebras cervicais posteriores e dorsais) - **Parte superior do arco neural** (vértebras dorsais) - Apófises neurais medianamente altas a altas, ocupando uma extensão que varia de 35 (dorsal 1) a 46% (dorsal 6) em relação à altura total das vértebras. Espinhas neurais bifurcadas de uma forma profunda nas dorsais 1, 2 e 3 e pouco profunda (aproximadamente 7 cm) nas dorsais 4, 5, 6 e 7. Apófises neurais verticais, fazendo um ângulo de cerca de 90° com o alongamento do centro vertebral; as apófises apresentam-se em linha com o bordo posterior do corpo das vértebras nas dorsais posteriores e um pouco mais para diante (na metade anterior do corpo vertebral) nas dorsais mais anteriores (em D1 e D2); a vértebra D3 faz a transição entre estas duas situações. Superfície lateral de inserção de ligamentos dorso-ventralmente alta com o extremo ventral anguloso e "convexo", ocupando mais de metade da extensão da apófise neural. Lâmina supradiapophyseal muito reduzida e aumentando ligeiramente de tamanho de D1 para trás. Lâmina suprapostzygapophyseal de extensão média a pequena. A lâmina postspinal é a

lâmina mais proeminente da neurapófise sendo muito alta e larga, apresentando-se dupla ou bifurcada. A lâmina prespinal é a segunda lâmina, em termos de importância, da apófise; ela prolonga-se para baixo através da lâmina supraprezygapophyseal; ambas as lâminas são lisas. **Parte inferior do arco neural** (cervicais posteriores e dorsais) - Nas vértebras dorsais, o sector inferior do arco neural é extenso, baixo e cobre quase todo o corpo vertebral. A lâmina infradiapophyseal posterior, que liga a diapophysis ao corpo da vértebra, surge-nos tanto nas vértebras cervicais mais posteriores como nas dorsais observadas; nas duas últimas cervicais forma um ângulo pequeno com o corpo vertebral (aproximadamente 30°), enquanto na dorsal-1 aumenta este ângulo (aproximadamente 45°), desta feita com a lâmina infraparapophyseal recém esboçada (ela surge-nos na dorsal-1 ou mesmo ainda na última cervical e aparece já marcadamente na dorsal-2; posteriormente, esta lâmina vai aumentando cada vez mais de amplitude, estando patente em todas as dorsais); daqui para trás, este ângulo mantém-se sensivelmente com o mesmo valor (sempre entre 35 e 45°) ainda que apresente alguma rotação progressiva, de baixo para cima (acompanhando a elevação gradual da parapophysis), pois que a lâmina infradiapophyseal posterior na dorsal-7 está praticamente já em posição vertical. Esta rotação reflecte-se, por exemplo, no aumento progressivo do ângulo que a lâmina infradiapophyseal posterior faz com o eixo longitudinal dos centros vertebrais (de 45° na dorsal-1 até 90° na dorsal-7) ou ainda no aumento gradual que a lâmina infraparapophyseal faz com o eixo longitudinal dos centra vertebrais (de aproximadamente 15° na dorsal -1 até 45 a 50° na dorsal -7). O facto do ângulo formado entre as lâminas infradiapophyseal posterior e infraparapophyseal (unido próximo à base do arco neural) se manter com valor praticamente inalterado (35-45°), nas vértebras dorsais, ou da lâmina infradiapophyseal posterior existir sempre nas cervicais posteriores e dorsais e permanecer com a mesma longitude da dorsal-1 à 7, ou ainda a presença constante da lâmina diapo-postzygapophyseal e respectiva forma côncava do seu bordo posterior, de vértebra para vértebra, são alguns dos vários exemplos da constância de caracteres observados na face lateral entre as vértebras dorsais 1 até à 7. Existe um processo articular secundário (= articulação acessória) bifurcado que nos surge da região inferior e lateral do arco neural e que "suporta" a expansão lateral do hipóspheno; o mesmo processo encaixa na prézygapophysis da vértebra imediatamente posterior; este aspecto, muito importante, afigura-se como um carácter muito derivado. O ângulo entre a lâmina infraparapophyseal e o eixo longitudinal do centro vertebral é insipiente na dorsal-1 (aproximadamente 15°) aumentando progressivamente para trás, aonde atinge valores bem superiores (45 a 50° na dorsal-7). A lâmina infraparadiapophyseal origina-se na dorsal-1 aonde é muito pequena e aumenta progressivamente de extensão para as dorsais mais posteriores; na dorsal-7, por exemplo, está muito desenvolvida. A parapóphysis é grande nas primeiras dorsais (até à dorsal-3) e, bruscamente, diminui imenso a partir da dorsal-4 (inclusivé) e nas outras dorsais mais posteriores; a posição da parapóphysis vai mudando gradualmente de vértebra para vértebra. **Corpos vertebrais** (vértebras dorsais) - A altura dos corpos vertebrais das dorsais, por comparação com a altura total das vértebras, vai variando e diminui de 35 para cerca de 24% da dorsal-1 à dorsal-7. De vértebra para vértebra, o "salto" mais brusco de valores nas vértebras estudadas cifra-se da dorsal-5 (proporção de 31%) para a dorsal-6 (proporção de apenas 24%). Regista-se opistocélia até à dorsal-8 e mesmo até vértebras mais posteriores (também é verificada nas últimas cervicais). O pleurocelo é de dimensões pequenas a médias (apesar disso, ele aumenta de tamanho, pelo menos, da dorsal-1 à 5), de forma elíptica, por vezes tabicado (caso das dorsais -4 e 5) e encontra-se mais próximo da face articular anterior que da face posterior do corpo das vértebras; concomitantemente, situa-se desde a parte média à metade superior da altura do centro vertebral. Na face ventral observam-se pequenas carenas (= quilhas) logitudinais nas vértebras dorsais anteriores (dorsais -1, 2 e 3); estas carenas aumentam substancialmente de importância nas cervicais posteriores; não obstante, a face ventral dos centra vertebrais passa a ser lisa na dorsal-5 e nas vértebras posteriores, enquanto a dorsal-4 representa uma condição de transição entre os dois estádios verificados anterior e posteriormente.

Comparações e Discussão: O exemplar de *L. alenquerensis* da Praia de Porto Dinheiro apresenta estreita relação com material anteriormente identificado como *Apatosaurus alenquerensis* ou como *?Camarasaurus alenquerensis*, particularmente, com os corpos vertebrais das vértebras cervicais posteriores e dorsais e com os restos dos arcos neurais de algumas destas vértebras do exemplar da jazida do Moinho do Carmo, próximo de Alenquer.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a colaboração de: Ana Oliveira; Câmara Municipal de Lourinhã; José F. Bonaparte (Mus. Argentino de Ciencias Naturais; Carlos M. Anunciação (Museu Municipal de Torres Vedras); Santiago G. Tudanca (Facultad Ciencias da Universidsd de Salamanca) e Grupo de Etnologia e Arqueologia da Lourinhã.

Trabalho financiado pela Fundação Calouste Gulbenkian (Projecto "Dinossáurios Jurássicos de Lourinhã e Pombal", 1989-92) e JNICT (BM/862/90-RN, BM/2206/91-RN).

Contribuição nº. 17 do Grupo PALEO, Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural.

BIBLIOGRAFIA

DANTAS, P. (1990) - Dinossáurios de Portugal. *Gaia*, 2: pp. 17-26.

DANTAS, P.; FREITAS, C.; AZEVEDO, T.; GALOPIM DE CARVALHO, A.M.; SANTOS, D.; ORTEGA COLOMA, F.J.; SANTOS, V.F. DOS; SANZ, J.L.; SILVA, C.M. DA & CACHÃO, M. (1998) - Estudo dos gastrólitos do dinossáurio *Lourinhasaurus* do Jurássico superior português. *V Congresso Nacional Geologia*, Lisboa (neste volume).

DANTAS, P.; FREITAS, C.; AZEVEDO, T.; SANZ, J.L.; GALOPIM de CARVALHO, A.M.; SANTOS, D. & SANTOS, V. (1993) - Sauropod Gastroliths study from Upper Jurassic of Lourinhã region (Western Portugal).

Resumo Comunic. "Premier Congrès Européen de Paléontologie", Lyon, p. 34.
DANTAS, P.; SANZ, J.L. & GALOPIM de CARVALHO, A.M. (1992) - Dinossáurio da Praia de Porto Dinheiro (dados preliminares). *Gaia*, 5: pp. 31-35.
DANTAS, P.; SANZ, J.L.; SILVA, C.M. da; ORTEGA COLOMA, F.J.; SANTOS, V.F. dos & CACHÃO, M. (em prepar.) - *Lourinhasaurus*, a new sauropod genus from the Upper Jurassic of Portugal.
GILMORE, C.W. (1932) - On a newly mounted skeleton of *Diplodocus* in the United States National Museum. *Proc. U.S. Natl. Mus.*, 81, 21p.
HATCHER, J.B. (1901) - *Diplodocus* (MARSH): Its osteology, taxonomy, and probable habits, with a restoration of the skeleton. *Mem. CarnegieMus.*, 1, 63p.
JANENSCH, W. (1929) - Wie Wirbelsäule der Gattung *Dicraeosaurus*. *Palaeontographica* (Suppl. 7), 2, pp. 39-133.
JANENSCH, W. (1950-a) - Die Wirbelsäule von *Brachiosaurus brancai*. *Palaeontographica* (Suppl. 7), 3, pp. 27-93.
JANENSCH, W. (1950-b) - Die Skelettrekonstruktion von *Brachiosaurus brancai*. *Palaeontographica* (Suppl. 7), 3, pp. 97-103.
LAPPARENT, A.F. & ZBYSZEWSKI, G. (1957) - Les Dinosauriens du Portugal. *Mem. Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa (N.S.), 2, 63p.
McINTOSH, J.S. (1990) - Sauropoda. *In* WEISHAMPEL, DODSON & OSMÓLSKA (eds.): *The Dinosauria. Univ. Calif. Press*, Berkeley, Los Angeles, Oxford, pp. 345-401.
OSBORN, H.F. & MOOK, C.C. (1919) - *Camarasaurus, Amphicoelias*, and other sauropods of Cope. *Bull. of the Geolog. Society of America.*, 30, pp. 379-388.
OSBORN, H.F. & MOOK, C.C. (1921) - *Camarasaurus, Amphicoelias*, and other sauropods of Cope. *Mem. Am. Mus. Nat. Hist.* (N.S.), 3, pp. 247-287.
RIGGS, E.S. (1904) - Structure and relationships of opisthocoelian dinosaurs. Pt. II. Brachiosauridae. *Publ. Field. Columbian Mus. Geol.*, 2, pp. 229-248.
SALGADO, L. & BONAPARTE, J.F. (1991) - Un nuevo sauropodo dicraeosauridae, *Amargasaurus cazaui* gen. et sp. nov., de la formacion La Amarga, Neocomiano de la Provincia del Neuquen, Argentina. *Ameghiniana*, 28 (3-4), Buenos Aires, pp.333-346.
SAUVAGE, H.E. (1897-98) - Vertébrés fossiles du Portugal. Contributions à l'étude des Poissons et des Reptiles du Jurassique et du Crétacique. *Direct. Trav. Géol. Portugal*, Lisboa, 29, 58p.

Figuras de carga no Jurássico Superior da foz do rio Sizandro, Torres Vedras (Portugal)

TERESA M. AZEVÊDO* & Mª EUGENIA MOYA**

*Resumo:*Descreve-se um corte no Jurássico Superior de fácies continental da arriba da praia da Foz do Sizandro, onde se observam magníficas estruturas de carga numa extensão de 500 m e uma espessura de 4 - 5 m. Esta invulgar concentração de figuras de carga numa tão curta distância, faz deste corte um caso especial na longa sequência do Jurássico Superior do litoral ocidental português, onde ocorre frequentemente este tipo de estruturas mas mais isoladas e dispersas. Neste afloramento são observáveis estruturas convolutas, "ball and pillow", "flame", contorcidas e "slumps"com nítidos planos de deslizamento, todas cortadas por superfícies erosivas, algumas delas também deformadas e endurecidas frequentemente por carbonatação pedogénica. O conjunto é erodido por canais com preenchimento arenoso.

Palavras - Chave: Figuras de carga, liquefação, planície deltaica, Foz do Sizandro, Jurássico Superior, Portugal.

*Resumen:*Se ha descrito un corte en el Jurásico superior de la facies continental en la playa del río Sizandro, observandose numerosas estructuras de carga en una extensión de 500 m con un espesor de 4 a 5 m. Esta inusual concentración de figuras de carga en una extensión tan pequeña, hace de este corte un caso especial en la extensa secuencia del Jurásico Superior del litoral occidental portugués, donde se producen frecuentemente estructuras de este tipo pero de una manera aislada. Se obserban en este afloramiento estructuras convolutas, "ball and pillow", "flame", y "slump" con nítidos planos de deslizamiento, todas ellas cortadas por superficies erosivas, algunas de las cuales frecuentemente deformadas y endurecidas por carbonataciones pedogenéticas. El conjunto es erosionado por canales con relleno arenoso.

Palabras - Claves: Figuras de carga, licuefacción, planicie deltaica, desembocadura del río Sizandro, Jurásico Superior, Portugal

INTRODUÇÃO

O corte estudado, com cerca de 1km de extensão e 30 m de altura sobre o nível da praia, situa-se junto à foz do rio Sizandro, constituindo arriba da praia da Foz, na margem esquerda daquele rio (Fig. 1).

O depósito é constituído essencialmente por margas vermelhas ou cinzento escuro, areias finas e siltes finamente laminados, subjacentes a corpos arenosos canalizados, cobertos por sua vez por alternância de níveis espessos lutíticos e corpos arenosos tabulares. Todo o conjunto é cortado por inúmeras superfícies erosivas, em geral carbonatadas pedogenicamente fazendo saliência no perfil da arriba.

Estratigraficamente os materais referidos incluem-se na formação da Lourinhã (Hill, 1988), de espessura variando entre 600 m a 1100 m e cujo limite superior (superfície erosiva Neocomiana) é observável no Porto da Calada, 8 km a S do corte da Foz e corresponde à base do Cretácico continental de Torres Vedras. Incluem-se ainda no membro da praia Azul, um dos cinco membros em que se subdivide a Formação da Lourinhã, anteriormente designada por Grês superiores. Segundo Pena dos Reis et al. (1996) a Formação da Lourinhã foi depositada na etapa III da evolução da bacia Lusitânica durante o Jurássico Superior, fase interpretada como de subsidência térmica e cuja distribuição de fácies resulta essencialmente de variações do nível do mar.

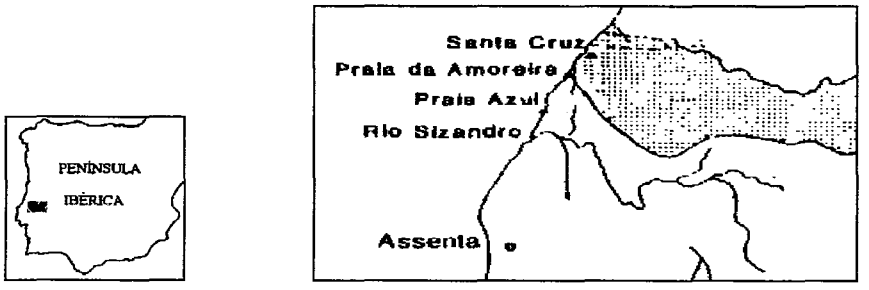


Fig. 1 Localização da área de estudo. (adaptado de Hill,1988).

A formação da Lourinhã, corresponde a um episódio clástico depositado em áreas marginais da bacia em resposta a uma rápida elevação do nível do mar, levando a "onlap" rápido dos sistemas carbonatados, daí resultando depósitos

* Centro de Geologia, Faculdade de Ciências de Lisboa, Portugal
** Departamento de Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, Espanha

transgressivos de pouca espessura. A progradação subsequente de materais siliciclásticos no "highstand", correspondentes à deposição da formação da Lourinhã, deu-se sob a forma de sistemas fluviais e de fandeltas, num sistema deltaico dominado por correntes fluviais, tendo sido registadas no seu interior 5 transgressões de curta duração, correspondentes aos 5 membros em que ela se subdivide. A ausência de restos fósseis é explicada, pela situação geográfica desta área da planície deltaica, afastada do litoral, onde a salinidade exigida para a sobrevivência de organismos marinhos era dificilmente atingida.

Este artigo restringe-se à descrição litológica e sedimentológica dos sedimentos observáveis nos primeiros 10 m, onde se encontram as estruturas gravíticas e a uma tentativa de reconstituição paleogeográfica muito local, justificada apenas pelas observações de campo, nomeadamente pelo tipo de estruturas presentes e sua disposição espacial e temporal.

DESCRIÇÃO DO CORTE

Nos primeiros 10 m do corte da arriba, observam-se 3 tipos de fácies principais numa extensão de 500 m (Fig. 2):

1.- Na base, fácies margosa, finamente laminada e horizontal, por vezes com estruturas de carga pouco nítidas, com nódulos do mesmo material endurecidos pedogenicamente. Com 2 m de espessura, parece corresponder à litofácies de argila maciça dos membros da praia Azul e Assenta de Wilson, 1989.

2.- Na zona intermédia, fácies siltítica, de laminação alternadamente clara e escura, com estruturas de carga de vários tipos e escalas, cortadas por superfícies erosivas de areia fina a média, frequentemente também deformadas, atingindo o conjunto uma espessura próxima de 5m. Assemelha-se à litofácies de areias e siltes laminados dos membros da Praia Azul e Assenta (Wilson, 1989).

3.- A tecto, um depósito arenoso de areias finas a médias amareladas que neste troço da arriba preenchem canais de 3 a 4 m de largura passando lateralmente a corpos tabulares de lutitos negros muito ricos em matéria orgânica e micas, de fácies de planície de inundação ou deltaica. No interior de um desses canais, cujos eixos indicam orientação NNE - SSW, observa-se barra conglomerática progradante com laminação de pequenos seixos rolados de quarzo, com espessura de cerca de 35 cm. As areias de preenchimento dos canais não são fossilíferas nem contêm bioturbação, podendo corresponder a canais de "crevasse splay" ou distributários de uma planície deltaica (2 a 3m). Podem paralelizar-se com a litofácies denominada "camadas de arenitos de base biselada, isoladas" por Wilson (1989).

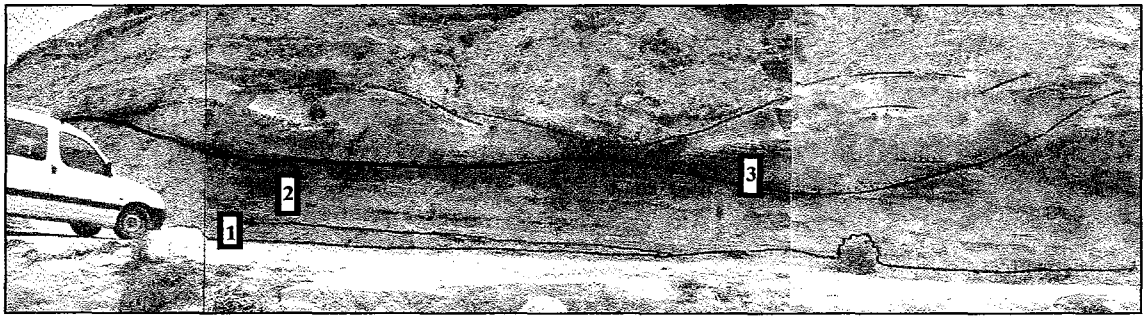


Fig. 2. Sequência fotográfica mostrando os três tipos de fácies descritos no texto.

DESCRIÇÃO DAS ESTRUTURAS DEFORMACIONAIS

As estruturas de carga aqui descritas situam-se na fácies intermédia de siltes finamente laminados, em que as lâminas têm espessuras da ordem de 3 a 4 mm e são alternadamente escuras e claras lembrando varvas (Fig. 4, b e c). A laminação apresenta-se muito deformada podendo tomar todas as formas desde as mais incipientes às mais didácticas descritas na literatura, não estando nunca perturbada por fenómenos de bioturbação. A escala é também variável, ocorrendo tanto "climbing ripples" milimétricas como " balls and pillows" com 40 cm de diâmetro e laminação não preservada. As formas mais frequentes incluem-se na categoria das convolutas e "slumps", com dimensões centimétricas sendo mais abundantes a partir da parte média da unidade. As estruturas convolutas correspondem a deformação dúctil da laminação, com variações aleatórias da espessura das lâminas, formando dobras envolvendo deformação plástica do

sedimento parcialmente liquefeito (Fig. 3). Os planos axiais das dobras têm diferentes orientações indicando contudo duas preferenciais observáveis na rosa vectorial da figura 4 a. Uma destas orientações coincide com as direcções dos eixos dos paleocanais, o que parece indicar terem-se formado durante a deposição. Este pacote sedimentar é ciclicamente cortado por superfícies erosivas que truncam as estruturas e que se apresentam, por vezes, elas próprias deformadas (fig. 4 b). Outra observação pertinente é a de que todas as estruturas de carga se circunscrevem à área subjacente aos canais arenosos de base erosiva, não existindo quando esses canais passam lateralmente à fácies OF (Miall, 1977).

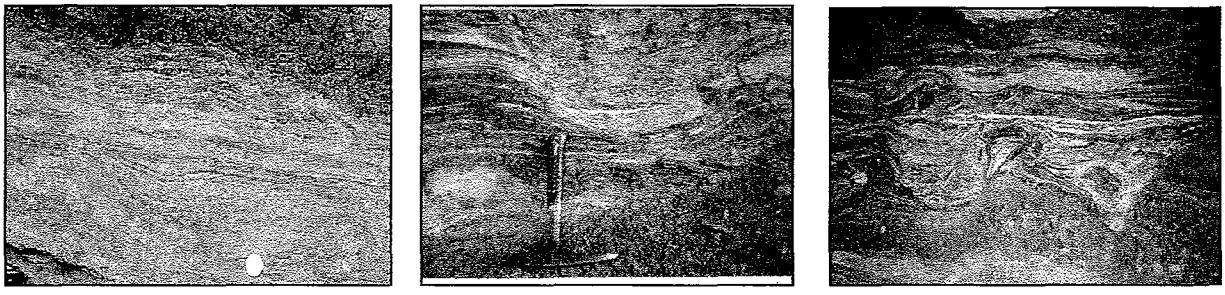
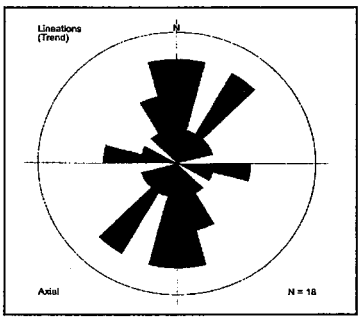


Fig.3 Diferentes estados de evolução das "balls and pillows".

INTERPRETAÇÃO

Embora seja óbvia no campo a relação entre a incisão dos canais da fácies 3 com a presença das estruturas de carga na fácies 2, ela não pode ser responsável pela ocorrência das estruturas nos níveis que não lhe estão imediatamente subjacentes. Efectivamente, todos eles são cortados ciclicamente por superfícies erosivas que decapitam as figuras tanto convolutas como "slump" e "flame". Em particular, a segunda superfície, constituída por areia branca muito endurecida, contém convolutas perfeitamente decapitadas (fig. 4 b). Cada uma destas superfícies erosivas limita pois um ou vários episódios deposicionais em que a liquefação se verificou, pelo que a sobrecarga diferencial provocada pelo preenchimento dos canais sobrejacentes só poderá ser admitida para o último nível deformado. Segundo trabalhos anteriores (Hill, 1988; Wilson, 1989; Pena dos Reis et al ,1996.) os membros da Assenta e da Praia Azul da Formação da Lourinhã depositaram-se numa planície deltaica respectivamente inferior e superior, em águas pouco profundas num litoral irregular dominado pela deposição de materiais lutíticos. Para o corte de Sizandro e atendendo: - à ausência de fácies marinhas mesmo retrabalhadas - aos tipos de fácies presentes - às variações laterais de fácies. - às estruturas de carga abundantes - às direcções dos eixos das dobras convolutas, - à ausência de fósseis marinhos e ao modelo proposto por Hill, sugere-se a deposição em pequenos lagos da planície deltaica, de baixa profundidade, com sedimentação rápida, em que os processos de sedimentação - deformação - erosão eram cíclicos. A liquefação parece ser devida apenas a subidas e descidas do nível freático, já que a ausência de evidências de acção marinha directa sugere afastamento da costa mesmo se a acção das marés se fazia sentir. Contudo, os sedimentos estariam quase permanentemente imersos, a fim de poderem sofrer liquefação por aumento da tensão neutra devido a choques. À sedimentação de silts laminados lacustres, sucede-se o encaixe de canais algo meandriformes (L/P=30)' com eixos de direção NNE-SSW, provavelmente distributários do sistema deltaico, provocando a liquefação dos sedimentos subjacentes. As areias amarelas maciças que os prenchem passam lateralmente à fácies de planície deltaica (marsh) representada por lutitos negros, maciços ou horizontalmente laminados, muito ricos em micas e matéria orgânica, de grande extensão. Os níveis correspondentes às superfícies erosivas, sofrendo ou não deformação posterior, parecem corresponder a tempestitos dado o seu carácter mais grosseiro e erosivo, e também ao facto de terem sofrido endurecimentos carbonatados indicativos de emersão prolongada, podendo corresponder a areias provenientes dos canais principais do sistema deltaico.Na unidade inferior, a cor vermelha dos sedimentos margosos e a ocorrência de nódulos da mesma cor, sugerem igualmente evolução pedogénica em ambiente oxidante, suportando a proposta de um clima subárido a subtropical apresentada por vários autores.



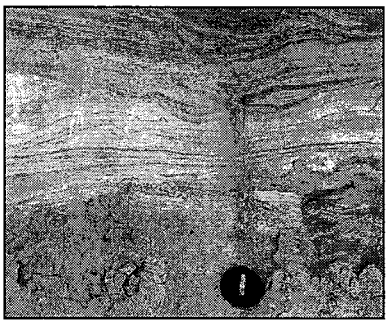



Fig. 4. (a) Rosa vectorial dos planos axiais das estruturas convolutas. (b) Nível erosivo deformado, truncado e carbonatado, na fácies 2. (c) Aspecto da fácies 2.

CONCLUSÕES

A ocorrência de figuras de carga muito abundantes e nítidas numa área limitada a 500m x 10m na arriba da praia da Foz do rio Sizandro ainda não descritas anteriormente, levou a este estudo preliminar baseado apenas nas observações de campo, na análise das sequências fotográficas do corte e da morfologia das estruturas. Uma análise sedimentológica detalhada das lâminas escuras e claras da fácies siltítica, das areias de preenchimento dos canais e dos lutitos da fácies pantanosa da planície deltaica poderá levar a uma interpretação mais desenvolvida. Contudo, as observações já realizadas levam a considerar a liquefação, responsável pela formação das estruturas, originada por subidas e descidas do nível freático em relação com movimentos mareais, entrando a água periodicamente nos pequenos lagos da planície deltaica, levando a sedimentação rápida das particulas finas de silt. Todo este conjunto foi posteriormente erodido pelo encaixe de canais de "crevasse" ou distributários do sistema deltaico, preenchidos por material arenoso, maciço, sem estruturação e sem bioturbação ou restos fósseis, que passa lateralmente a fácies lutíticas negras representando as zonas pantanosas de uma planície deltaica, de baixo relevo.

AGRADECIMENTOS

Agradece-se aos colegas Conceição Freitas e Miguel. A. Rodríguez-Pascua pelo acompanhamento nas saídas de campo.

BIBLIOGRAFIA.

HILL, G. (1988). The sedimentology and litoestratigraphy of the upper Jurassic Lourinha Formation, Lusitanian basin, Portugal.
Dissert. Doctorannto. *The open University*, 293 pág.

MIALL, A. (1977). Fluvual sedimentology. Fluvial lectures notes. *Can. Soc. petrl.*, 111p.

PENA DOS REIS, R ; DINIS, J.L ; PROENÇA E CUNHA & PETRUEÇAO, P. (1996). Upper Jurassíco, sedimentary unfill and tectonics of the Lusitanian basin(Westem Portugal). *Georsearch Forum.*, Vol ,1-2 pp. 377- 386.

WILSON, R.C.L (1989). Fileld Excursion to the Lusitanian basin of Portugal. *The open University*, 103 pág.

Produção de Cartografia Geológica Digital no Instituto Geológico e Mineiro

TERESA A. CUNHA* & ANDREA PORTEIRO*

Palavras-chave: Cartografia geológica digital, Sistemas de Informação Geográfica, Bases de dados geológicas

Resumo: A transformação da Carta Geológica clássica num Sistemas de Informação Geográfica em que se associa informação alfanumérica organizada em tabelas à informação cartográfica georeferenciada, permite torná-la num produto flexível, facilmente actualizável e interrogável, conducente à produção de cartografia temática que melhor responda aos problemas específicos dos utilizadores de informação geológica.

Key-words: Digital geological maps, Geographic Information Systems, Geological databases

Abstract: A geological map derived from a Geographic Information System where the georeferenced cartographic information is associated with other information organized in tables, leds to a more flexible, accurate and thematic product.

INTRODUÇÃO

Em 1995 começou a sentir-se a necessidade de introdução de técnicas informáticas no Departamento de Geologia com o objectivo de resolver dois tipos de problemas:

Em primeiro lugar resolver o problema da **produção cartográfica**. Uma carta geológica leva em média quatro a cinco anos a ser produzida no campo e depois mais cerca de outros quatro anos até à sua publicação final. Muitas vezes quando a carta é publicada, já o conhecimento geológico evoluiu e a carta já está desactualizada. A introdução de técnicas digitais no desenho e publicação de cartografia, acelera consideravelmente este processo e reduz drasticamente os tempos e custos de produção.

Em segundo lugar e, dado que é muito elevada a quantidade de dados disponíveis e acumulados durante os levantamentos geológicos de campo e também nos estudos laboratoriais de apoio, a organização de toda esta informação em bases de dados de informação geológica - cartográfica e alfanumérica – georefenciada, ou seja, num **Sistema de Informação Geográfica**, permitirá armazenar de forma organizada toda esta informação e enveredar pela produção de, para além da carta geológica clássica, um tipo de cartografia geológica temática mais virada para as necessidades específicas dos utilizadores.

CARTOGRAFIA GEOLÓGICA CLÁSSICA *versus* CARTOGRAFIA GEOLÓGICA DIGITAL

Até meados de 1995, toda a cartografia geológica recolhida no campo à escala 1/25.000, conjuntamente com todas as observações de campo realizadas e estudos laboratoriais de apoio, eram compilados na carta geológica de escala 1/50.000 e na respectiva notícia explicativa, sendo os únicos documentos disponíveis para um público cada vez mais exigente em informação cartográfica adequada às tarefas de planeamento e ordenamento do território.

Esta forma de apresentar informação sob a forma da Carta Geológica clássica, apresenta algumas desvantagens:

- Dado que a duração da edição de uma carta pode ser de 20-30 anos, é um produto que fica rapidamente desactualizado e a sua actualização só é disponibilizada com uma nova edição.
- Os custos e tempos de produção são elevadíssimos.
- O controle da qualidade dos dados desenhados é difícil, dado que o resultado final só é visível quando a carta já foi impressa.
- Não representa grande parte da informação que foi recolhida no campo ou em estudos laboratoriais de apoio.
- É por vezes um produto de difícil manipulação por ter de se cingir a um formato rectangular fixo.
- A escala não pode ser mudada com facilidade.

* Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Estrada da Portela, Zambujal, 2720 Alfragide
E-Mail: teresa.cunha@igm.pt; andrea.porteiro@igm.pt

- É um produto de difícil leitura para os não especialistas, correndo-se o risco de estes poderem interpretar erradamente o seu conteúdo, o que pode ser gravoso quando posteriormente aplicam o resultado das suas interpretações em acções de planeamento e ordenamento.

A partir de meados de 1995, a produção de cartografia geológica passou a ser feita por processos inteiramente digitais, processando-se em diversas etapas e recorrendo-se às potencialidades dos Sistemas de Informação Geográfica. Os dados cartográficos tais como unidades geológicas cartografadas, falhas, símbolos tectónicos, hidrogeológicos e outros, são digitalizados e posteriomente ligados a tabelas alfanuméricas com descritores das propriedades específicas de cada elemento. Outros dados recolhidos no campo, ou resultantes de investigações laboratoriais de apoio, podem também ser introduzidos e ligados aos elementos com representação cartográfica. A carta geológica digital fica, assim, constituída por informação geológica cartográfica, separada por tipos e com um conjunto de descritores devidamente organizados num Sistema de Informação Geográfica, o que permite torná-la num produto com as seguintes características:

- As actualizações podem ser facilmente introduzidas à medida que houver progresso no conhecimento geológico de uma dada região, deixando de ser necessário esperar várias décadas para o conseguir. A Carta Geológica Digital, representará, deste modo, a versão mais actualizada da geologia da região.
- A informação geológica deixa de estar limitada a uma escala rígida, podendo-se mais facilmente obter produtos de diversas escalas.
- Também o formato deixa de ser rígido, podendo-se obter uma representação de qualquer área, independentemente da divisão das folhas.
- Pode-se recuperar toda a informação que foi recolhida no campo, e associá-la aos elementos cartografados.
- O controlo da qualidade dos dados pode ser acompanhado pelos autores de uma forma interactiva.
- Os custos de edição e tempos de produção são drasticamente reduzidos.
- Recorrendo a operações de análise e querry espacial, pode-se extrair de um Sistema de Informação Geográfica devidamente organizado, não só a Carta Geológica clássica, mas também cartas temáticas tais como cartas de potencialidades, cartas de ocorrências, cartas de riscos, etc. Este tipo de cartografia ou outros, tem a vantagem de conter apenas a informação que interessa a cada tipo particular de utilizador de informação geológica. Será, deste modo, um produto de mais fácil leitura para o público em geral.

Assim, a transformação da Carta Geológica clássica numa Carta Geológica digital, introduzindo-a num Sistema de Informação Geográfica, permitirá torná-la num produto flexível, facilmente actualizável, de mais fácil leitura para o utilizador não especialista, não perdendo para o utilizador especialista o mesmo tipo de informação que tinha anteriormente, podendo ainda para este conter informação adicional e que ficará armazenada de uma forma que tornará mais fácil a sua consulta e utilização.

PROCEDIMENTOS UTILIZADOS NA DIGITALIZAÇÃO DA CARTA GEOLÓGICA

A digitalização da carta geológica e informação associada, é feita com software Intergraph com os conjuntos Mapping Office e GisOffice que englobam módulos de CAD (Computer Aided Drawing), tratamento de imagens raster e GIS (Geographic Information System) e desenrola-se em várias etapas:

1. AQUISIÇÃO DA INFORMAÇÃO

1.1. Rasterização da informação cartográfica em Scanner de formato A0, correcção geométrica e georeferenciação das imagens obtidas. O erro admitido para a correcção geométirca é, sempre que possível, inferior ou igual ao erro de graficismo da carta e a georreferenciação é feita com base no sistema de referência do Instituto Português de Cartografia e Cadastro.

1.2. Vectorização dos elementos gráficos sobre a imagem raster, sendo estes separados por diferentes ficheiros consoante o tipo de dados. São criados ficheiros de polígonos (unidades geológicas), linhas (falhas) e pontos (símbolos tectónicos, hidrogeológicos, etc). Dentro de cada ficheiro os diferentes elementos são organizados por níveis de acordo com as suas características; por exemplo, cada tipo de falha é desenhado num nível, com uma determinada cor, estilo de linha e espessura.

1.3. **Correcção de erros de digitalização** - Este procedimento é feito de forma automática, verificando-se a existência de elementos duplicados, intercepções não partidas, áreas não fechadas, etc.

2. INTRODUÇÃO EM SIG

As descrições dos diferentes elementos desenhados e outras informações relativas a eles, são codificadas de acordo com regras pré-definidas e são introduzidas nas tabelas da base de dados cuja estrutura foi previamente criada.

3. ATRIBUIÇÃO DE CORES E TRAMAS

A atribuição de cores e tramas é feita por processos automáticos, por consulta à informação introduzida na base de dados para cada elemento gráfico.

4. CONTROLO DA QUALIDADE DOS DADOS

O desenho digital dos componentes da carta termina com a entrega de uma saída em plotter da carta ao autor, afim de este proceder às correcções e alterações necessárias, que são posteriormente introduzidas no sistema.

5. EDIÇÃO E PUBLICAÇÃO DA CARTA

A partir dos diferentes ficheiros que constituem a carta geológica separada por diferentes níveis, é feita a separação de cores em quadricromia, sendo criados quatro ficheiros com as cores básicas de impressão: cyan, magenta, yellow e black, de cuja sobreposição em tipografia, resulta a carta geológica impressa.

FACTOS RELEVANTES NA IMPLEMENTAÇÃO DA CARTOGRAFIA DIGITAL

Normalização de dados

A introdução de dados em sistemas informáticos e principalmente em bases de dados, ou Sistemas de Informação Geográfica, obriga a uma normalização de dados e de procedimentos. A normalização dos dados tem de verificar-se a vários níveis:

- Normalização na simbolização de elementos representados na carta. Para atingir este fim foi criado um catálogo de simbologias baseado nas simbolizações que mais frequentemente têm sido usadas nas cartas geológicas mais recentes.(T.A.Cunha, 1998) Neste catálogo, que ainda se encontra em elaboração, constam simbolizações relativas a cores, tramas, simbolização de elementos lineares tais como contactos geológicos, falhas, isógradas de metamorfismo, etc e ainda simbolização de elementos pontuais tais como símbolos tectónicos, pré-históricos, hidrogeológicos, etc. . Pretende-se que cada tipo de elemento seja representado sempre da mesma forma o que torna mais fácil a leitura de qualquer documento cartográfico.
- Estabelecimento de uma nomenclatura estratigráfica standardizada para toda a sequência sedimentar do país, bem como um sistema geral para classificação das unidades ígneas e metamórficas. A informatização de cartografia geológica noutros países obrigou à criação de léxicos nacionais de unidades geológicas (Gallois,R.W. & Jackson,I., 1992;Johnson,B.R., Brodaric & Raines, 1997).
- Aquisição de dados no campo segundo normas standardizadas de modo a poderem ser encaixados de forma inequívoca no modelo de dados criado para a base de dados geológica.

É de notar que a necessidade de introduzir elementos na base de dados de forma normalizada, não pretende de forma alguma limitar a actividade interpretativa e criativa dos geólogos na execução dos seus trabalhos de campo. O que é necessário é encontrar uma fórmula de codificação normalizada das suas observações de campo.

Controlo da qualidade dos dados introduzidos

A consistência e validade dos dados geológicos (cartográficos e alfanuméricos) introduzidos num Sistema de Informação Geográfica depende do contributo dos diferentes especialistas, representando um esforço conjunto de todos quantos se dedicam à investigação na área da geologia.

CONCLUSÕES

Os processos digitais de produção de cartografia geológica, nomeadamente pelo recurso a Sistemas de Informação Geográfica apresenta diversas vantagens em relação aos processos clássicos de tratamento da informação cartográfica:

- Aceleração significativa do processo de produção de cartografia.
- Redução drástica dos custos de edição.
- Facilidade no controlo de qualidade dos elementos desenhados.
- Constituição de bases de dados geológicos, que absorvem informação diversa relativa aos diversos elementos cartografados.
- A obrigatoriedade de normalização dos dados permite criar uma estrutura de dados coerente e organizada em bases de dados. Deste modo torna-se possível a consulta de dados on-line, de uma forma rápida e inequívoca, através de interfaces amigáveis especialmente desenvolvidas para o efeito.
- Para além disso, a construção de Sistemas de Informação Geográfica de informação geológica, torna possível a realização de análises espaciais diversas e o cruzamento dos dados geológicos com informação de outro tipo, permitindo a produção de cartas temáticas de objectivos mais específicos tais como: cartas de ocorrências, cartas litológicas, cartas de potencialidades, cartas de risco, etc.

REFERÊNCIAS

CUNHA, T. A. (1998) – Normas para Cartografia Geológica Digital. Versão 2.0-Maio 1998 – *Instituto Geológico e Mineiro, relatório interno.*

GALLOIS, R. W. & JACKSON, I. (1992) – Digital Geological Map Production in the British Geological Survey – *British Geological Survey, Internal report.* 8p.

JOHNSON, B.R.; BRODARIC,B. & RAINES,G.L. (1997) – Geologic Maps Data Model-Version 4.1-1997 - *U.S.G.S.*

Cartografia automática e análise estatística da superfície de topo do Cretácico Inferior (Grés da Palhaça) na região de Aveiro

V. NETO*, C. CARDOSO**, F. ROCHA* & C. GOMES**

Palavras-chave: Cartografia automática, análise estatística, superfície de topo, Cretácico Inferior, Aveiro

Resumo: Na região de Aveiro os sedimentos Cretácicos constituem extensos afloramentos e podem apresentar espessuras de várias centenas de metros.

Nesta região o "Grés da Palhaça" (Apciano/Albiano - Cenomaniano Inferior) é litologicamente constituído por grés de grão médio a grosseiro, por vezes argilosos, com intercalações de argilas, frequentemente margosas.

O Cretácico inferior apresenta uma fácies continental, fluvio-deltaica, evoluindo para um ambiente de maior influência marinha.

O presente trabalho tem como objectivo principal ensaiar a cartografia automática da superfície de topo do "Grés da Palhaça" assim como proceder à análise geoestatística das amostras analisadas correspondentes à intersecção dessa superficie pelas sondagens estudadas.

Key-words: Automatic mapping, statistical analysis, lower Cretaceous, Aveiro basin..

Abstract In the Aveiro region Cretaceous sediments occur as extended outcrops, several hundred of meters thick.

In this region the formation "Grés da Palhaça" (Aptian/Albian - Lower Cenomanion) is made up of medium to coarse_sandstone, in places very argillaceons, including layers of clay, usually maily.

Lower Cretaceous shows continental, fluvial-deltaic facies, with passages to an environment characterised by a more notorious marine influence.

The main gosh of the present paper is to perform the automatic mapping of the upper surface of the "Grés da Palhaça" formation is well as the geostatistical analysis of a set of geologic samples whose position corresponds to the interseption of that surface with boreholes.

INTRODUÇÃO

Na região de Aveiro os sedimentos Cretácicos constituem extensos afloramentos e podem apresentar espessuras de várias centenas de metros. A atitude estrutural sub-horizontal desses sedimentos e a sua relativa monotonia litológica dificultam a caracterização e a correcta diferenciação das diferentes unidades litoestratigráficas, quando afloram. O conhecimento que existe da geologia sub-superficial da referida região tem beneficiado das informações proporcionadas por numerosas sondagens profundas efectuadas para pesquisa e produção de água subterrânea.

Nesta região o "Grés da Palhaça" (Apciano/Albiano - Cenomaniano Inferior) é litologicamente constituído por grés de grão médio a grosseiro, pontualmente mais fino, de tons castanhos amarelados a esbranquiçados/acinzentados, por vezes argilosos, com níveis muito grosseiros, com calhaus de quartzo, geralmente acinzentados, assim como com intercalações de argilas acinzentadas, frequentemente margosas, e/ou de argilas castanhas-avermelhadas. Na região estudada, o Cretácico inferior ("Grés da Palhaça") apresenta uma fácies continental, fluvial, depositada numa planície deltaica com uma rede de canais entrançados, sob condições climáticas inicialmente muito quentes e pluviosas, tropicais a sub-tropicais, propícias ao desenvolvimento de processos de ferralitização, evoluindo para um regime de alternância de estações pluviosas e de estações sêcas (mais semi-árido), propício ao desenvolvimento de processos de silicificação, regime que passa gradualmente a outro que é típico de sistemas de transição, deltaicos, com episódios de maior aridez (Rocha, 1993; Rocha & Gomes, 1995). Por fim, decorreria uma evolução para um ambiente de maior influência marinha e condições climáticas mais moderadas.

O presente trabalho tem como objectivo principal ensaiar a cartografia automática da superfície de topo do "Grés da Palhaça" assim como proceder à análise geoestatística das amostras analisadas correspondentes à intersecção dessa superficie pelas sondagens estudadas.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram estudadas 95 sondagens profundas, dentre as quais se seleccionaram 27 (Fig. 1), que foram objecto de estudo mais detalhado, mineralógico e geoquímico. As técnicas analíticas utilizadas foram a Difracção de Raios X, a Microscopia Electrónica de Transmissão, a Espectrometria de Fluorescência de Raios X e a Fotometria de Chama.

* Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810 Aveiro

**Secção Autónoma de Engenharia Civil, Universidade de Aveiro, 3810 Aveiro

Obtiveram-se resultados de índole mineralógica e geoquímica, com os quais se elaboraram para cada sondagem "logs" mineralógicos e geoquímicos.

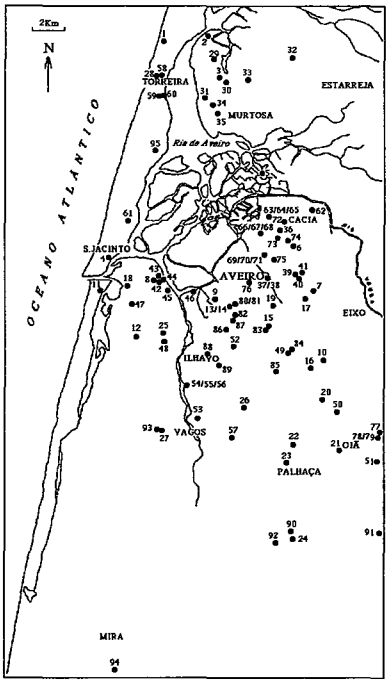


Fig. 1 - Localização das sondagens analisadas.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Tendo como base o estudo de testemunhos de dezenas de sondagens profundas, a distribuição dos minerais argilosos nos sedimentos siliciclásticos do Cretácico da região de Aveiro, permitiu (Rocha, 1993; Rocha & Gomes, 1995) a individualização de seis unidades litoestratigráficas.

Estas seis unidades ficaram caracterizadas por distintas associações de minerais argilosos (Quadro I), que se diferenciam pelo seu conteúdo, qualitativo e quantitativo, de minerais argilosos, com base no qual se estabeleceu um modelo de evolução para as referidas formações.

Quadro I - Associações de minerais argilosos características das diferentes unidades litoestratigráficas Cretácicas da região de Aveiro (Portugal).
(sublinhado - minerais marcadores)

Litoestratigrafia	Litologia	Associações de minerais argilosos
"Argilas de Aveiro" Campaniano – Maastrichtiano	argilas margosas argilas arenosas	*ilite –esmectite-caulinite*
"Grés de Verba" Coniaciano – Santoniano	arenitos argilosos	*Caulinite-esmectite-ilite*
"Grés de Oiã" Turoniano Sup.-Coniaciano Inf.	arenitos sub-arcósicos	*Caulinite-ilite*
"Grés micáceo" Cenomaniano Sup.-Turoniano	arenitos micáceos	*ilite-caulinite-esmectite*
"Formação carbonatada" Cenomaniano	margas calcários margosos	*Caulinite-esmectite-ilite*
"Grés da Palhaça" Apciano/Albiano-Cenomaniano Inf.	arenitos arcósicos	*Caulinite-ilite-esmectite*

CARTOGRAFIA AUTOMÁTICA

Foram determinadas as cotas do tecto da camada, tendo como base as profundidades a que as sondagens cortavam o tecto do "Grés da Palhaça", utilizando como Datum o nível médio das águas do mar. Procedemos à introdução das cotas numa matriz em coordenadas MP, o que permitiu modelar a referida camada utilizando o suporte informático Surfer (Win32) versão 6.04 (Surface Mapping System, Golden Software, Inc), pelo método Kriging na interpolação dos dados, para regularização da matriz. O modelo extraído é o que apresentamos nas Figuras 2 e 3.

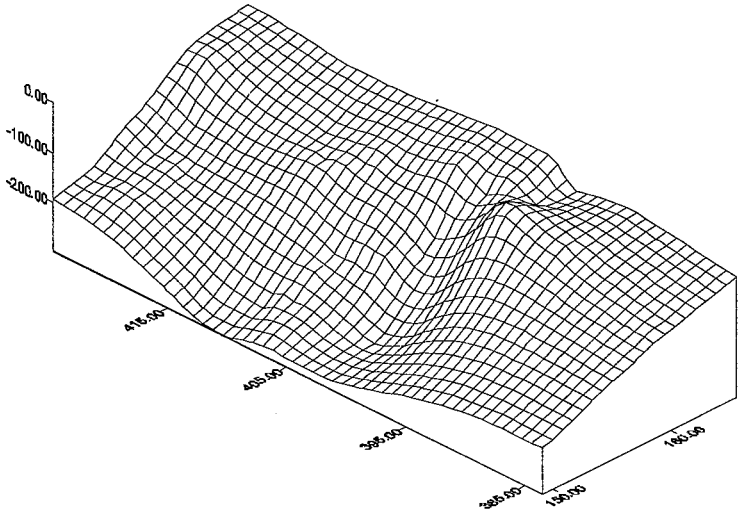


Fig. 2 – Modelo 3D do tecto do "Grés da Palhaça".

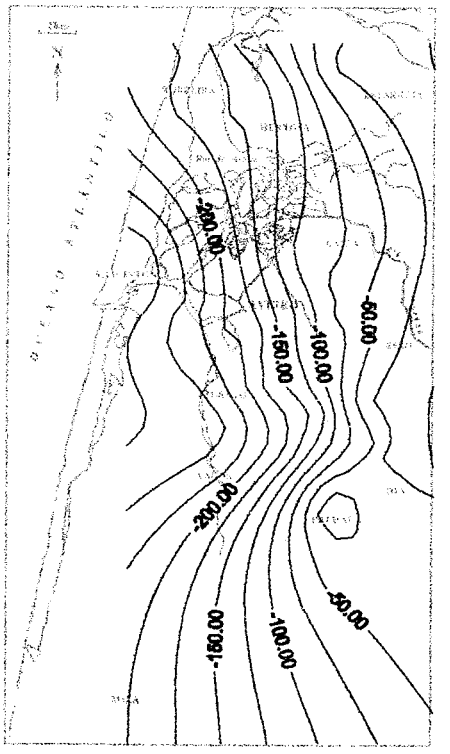


Fig. 3 – Carta de isolinhas da superfície do topo do "Grés da Palhaça".

Na tabela I encontram-se representados os Factores da composição mineralógica das fracções finas; extraídos da Análise de Componentes Principais.

Tabela I – Factores da composição mineralógica das fracções finas; extraídos da Análise de Componentes Principais.

	Factor 1	Factor 2	Factor 3
Calcite	.63657	-.63698	.27176
Dolomite	.67603	-.13325	.61095
Filossilicatos	-.92239	-.22060	-.11758
Feldspatos Potássicos	.65449	.59414	-.08397
Gesso	.02042	-.59134	-.34485
Goethite	-.50572	.36374	.41695
Plagioclases	-.52628	.45900	.43604
Quartzo	.48598	.70131	-.39534

Da análise da tabela I, pode concluir-se que:

Factor 1 explica a Calcite, Dolomite e Feldspatos Potássicos, frente aos Filossilicatos;

Factor 2 explica o Quartzo, frente a Gesso e Calcite;

Factor 3 explica a Dolomite;

Na tabela II encontram-se representados os Factores da composição mineralógica das fracções finas; extraídos da Análise de Componentes Principais; com redistribuição dos teores em Filossilicatos por Caulinite, Ilite e Esmectite.

Tabela II – Factores da composição mineralógica das fracções finas; extraídos da Análise de Componentes Principais; com redistribuição dos teores em Filossilicatos por Caulinite, Ilite e Esmectite.

	Factor 1	Factor 2	Factor 3
Calcite	.64640	.63049	-.10320
Dolomite	.66200	.30108	.53078
Feldspatos. Potássicos	.64888	-.60197	.08431
Gesso	.01361	.34548	-.70140
Goethite	-.50636	-.30817	.29998
Ilite	-.38993	.36609	.57185
Caulinite	-.89348	.06444	-.30325
Esmectite	.01624	.52369	.37318
Plagioclases	-.52479	-.35109	.38992
Quartzo	.48783	-.75729	-.05603

Da análise da tabela II., pode concluir-se que:

Factor 1 explica a Calcite, Dolomite e Feldspatos Potássicos, frente a Caulinite;

Factor 2 explica a Esmectite frente ao Quartzo;

Factor 3 explica Ilite frente ao Gesso

BIBLIOGRAFIA

ROCHA, F. (1993) Argilas aplicadas a estudos litoestratigráficos e paleoambientais na Bacia Sedimentar de Aveiro. *PhD Thesis*, Univ. Aveiro, Portugal.

ROCHA, F. & GOMES, C. 1995. Reconstrução paleogeográfica da Formação "Grés da Palhaça" (Aveiro). *Geociências*, Rev. Univ. Aveiro, 9(1/2), 73-88.

Preliminary study of a proposed new cartographic unit in the Lisbon region: the Fanhões conglomerates

F.O. Marques *, Ana C. Azerêdo* *, M.Cristina Cabral* * & V. Santos *

Palavras-chave: Conglomerados de Fanhões; pós-Cenomaniano terminal; ante-complexo vulcânico; unidade cartográfica; diques clásticos.

Resumo: Os conglomerados de Fanhões afloram no leito da Ribeira de Fanhões; neste local, não é óbvio que a unidade conglomerática ocorre entre os calcários com rudistas do Cenomaniano e o complexo vulcânico suprajacente. Contudo, tal facto torna-se claro num outro afloramento, para E, no qual se observa, da base para o topo: calcários com rudistas, conglomerados, piroclastos e escoadas; acresce que não se encontraram clastos de basalto nos conglomerdos. Os clastos provêem maioritariamente dos calcários subjacentes, mas existe tambem um calcário escuro, desconhecido em afloramento. Este litotipo poderia preencher parcialmente a lacuna existente entre o Cenomaniano e o complexo vulcânico.

*Key-words:*Fanhões conglomerates; post-late Cenomanian; ante-volcanic complex; sandstone dykes.

Abstract: The Fanhões conglomerates crop out on the bed of the Fanhões creek; here, it is not obvious that this unit occurs between the Cenomanian rudist limestones and the overlying volcanic complex. However, this becomes clear when we observe in another outcrop, to the E, from bottom to top, rudist limestones, conglomerates, pyroclasts and lava flows; furthermore, there are no fragments of basalts in the conglomerate. The clasts derive mostly from the limestones beneath; however, there is also a dark limestone, not known from outcrop. This lithotype could partially fill the gap between the rudist limestones and the volcanic complex.

INTRODUCTION

The formations we are concerned with crop out near the village of Fanhões, immediately to the N of Lisbon (Sheet 34-B, Loures, of the 1:50.000 Geological Map of Portugal; Fig. 1). Here, the Cenomanian (Upper Cretaceous) comprises a lower unit, mainly composed of marls and marly limestones, overlain by a unit essentially composed of limestones, with rudist fossils towards the top. This upper unit is characterized by a late Cenomanian fauna (large benthic foraminifera, rudists), as previously described by Berthou (1973, 1984). Typically, the limestone unit is karstified to the level of the rudist fossils, and overlain by the subaerial volcanic complex. In places erosion has gone deeper and reaches the marls. This means that the limestones have been emerged, eroded, and later covered by volcanics. Thus, there is a time gap between deposition of the rudist limestones (late Cenomanian) and eruption of volcanics (late Cretaceous-Eocene), which seems to be in the order of a couple of tens of million years. Then, there is a possibility of existence of other rocks on top of the limestones that would have been eroded prior to volcanic activity (see below).

What we propose in this work is that the conglomerates be considered a cartographic unit, the Fanhões conglomerates, because they lie on top of a major disconformity, they are overlain by sub-aerial volcanics, they comprise evidence of existence of rocks that are not known from outcrop, and they can be mapped on a 1:25.000 scale.

GEOLOGICAL SETTING AND DESCRIPTION

The first outcrop of conglomerates found by the authors was near the village of Fanhões, on the bed of the Fanhões creek, immediately upstream of the junction with the Casaínhos creek. The conglomerates lie on top of karstified rudist limestone and show an internal layering dipping approximately to the S, with an angle greater then the limestone bedding. This means that, if we remove Alpine deformation, the internal layering of the conglomerates still dips to the S. The conglomerates are overlain by pyroclasts and lava flows of the volcanic complex that crop out immediately to the S.

---

* Departamento de Geologia , Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Edifício C2, Piso 5, 1700 Lisboa
** Departamento e Centro de Geologia , Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Edifício C2, Piso 5, 1700 Lisboa

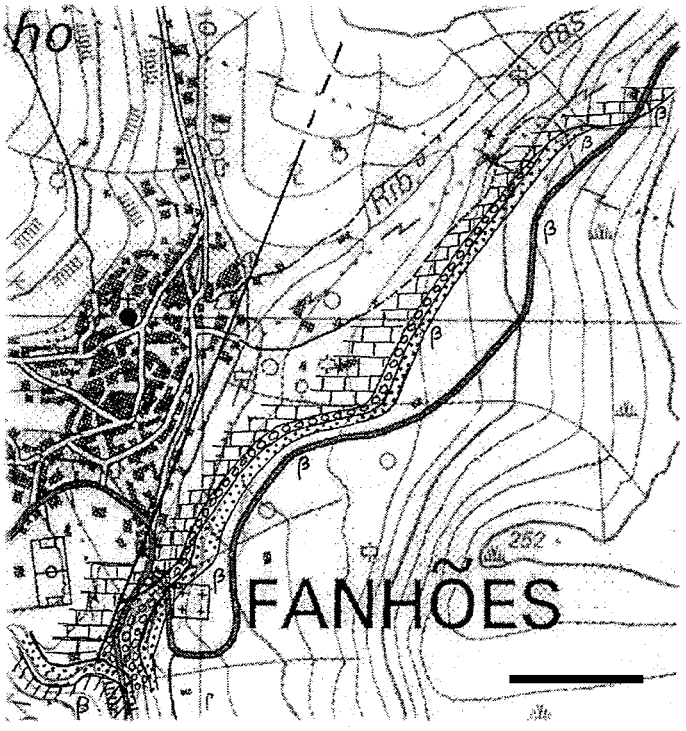


Figure 1. Simplified geological map with insert of location. From left to right: rudist limestones; conglomerates; pyroclasts; lava flows (β). Scale bar: 200 meters.

The clasts comprising the conglomerate are, mostly, from the underlying outcropping limestone: white, yellowish and red clasts with rudist fossils and moulds. These clasts exhibit two types of microfacies: biomicrite packstones with diverse foraminifera, namely *Chrysalidina gradata* (D'ORBIGNY) 1839, *Biconcava bentori* HAMOUI-SAINT MARC, *Cuneolina* sp., abundant miliolids (incl. *Nummoloculina* sp.), textularids and a few sponge spicules; skeletal packstones to grainstones, comprising abundant thick-shelled bivalve, namely rudist fragments. The microfauna, in particular *Chrysalidina gradata*, clearly indicates a late Cenomanian age ("unité 2" in Berthou, 1984). Among the clasts, one can also find a great deal of gray to dark gray clasts of another type of limestone, which is not known from outcrop. Our first field impression was that such clasts could be witness of a lost unit that would partially fill the gap existing between the rudist limestones and the sub-aerial volcanics, and that would have been virtually completely eroded during late Cretaceous regression. Preliminary studies of samples of these dark limestones show them to be azoic (excluding the presence of microbial crusts) and to have been related to subaerial exposure and pedogenic processes: the studied samples are micrites with fenestrae, nodules, rhizocretions, speleothem fabrics, crusts composed of microbial/pelmicritic laminae. This lithotype is not known from outcrop in this region. The conglomerate has a carbonate cement.

There are some references to calcrete and lacustrine clasts included in the terrigenous conglomerates and sandstones known to occur above the volcanic complex and usually attributed to the "Palaeogene", "Senonian-Palaeogene" or "late Cretaceous?-Palaeogene" (for instance, Galopim de Carvalho, 1968, 1994; Berthou, 1973, 1984). However, this formation includes clasts from the Lower and Upper Cretaceous, from the Jurassic, from the basalts, and has been recorded always above the volcanics, both in the Lisbon region and further N; an exception is its reconnaissance in some locations in the Sintra region, where it occurs unconformably upon the Cenomanian (the "conglomerado de Monte Santos" in Galopim de Carvalho, 1994), probably because the lava flows have been eroded or didn't reach that area (cf. Berthou, 1984; Galopim de Carvalho, 1994). In the present case, it is obvious that the conglomerate occurs directly beneath the volcanics; so, it is older than the age of the volcanic events, and can not be included in the same "packet" that encompasses the undifferentiated "Palaeogene" described from other places. Of course, without further research we can not be sure of the stratigraphic position of the original dark limestone now found as reworked clasts; but it is

possible that it corresponds to a record of an existing continental or transitional carbonate, deposited as lateral equivalent of the shallow marine rudist limestone, or after exposure of the latter. This lithotype could fill a part of the gap that goes from the rudist limestones to the volcanic complex. The age of the conglomerate would lie then between the age of the dark gray limestone and the age of the first volcanic events, which, in this region, are the pyroclasts. On the other hand, at the present stage of the study, we can not rule out the hypothesis that the dark limestone could be of Jurassic age (erosion of Jurassic reliefs already existing), but this doesn't seem very probable considering the above described features of the outcrop. As referred above, the conglomerates must be younger than the late Cenomanian; we still do not know is how much younger. A detailed study is in course, which should also include isotopic dating of the lavas immediately on top.

Some tens of meters to the W of the Fanhões creek conglomerates, rudist limestones crop out at a significantly higher level, suggesting the existence of a fault in between the two outcrops. This NNE-SSW vertical fault is visible in aerial photograph to the N (where in places it is injected by dykes), and displaces the contact between marls and limestones, with an apparent upthrow movement of the western block. Because this fault does not affect the volcanic complex, our interpretation is that it is older than the volcanics and that there is a fault scarp flanking the conglomerates to the W and preserving them in a depressed fault block. Fault scarp and conglomerates have been later fossilized by the volcanic complex (Fig. 2). To the E of the village, the conglomerates crop out mostly in ravines, where the sequence rudist limestones, Fanhões conglomerates, pyroclasts and lava flows can be observed from bottom to top. To the E, the conglomerates seem to be limited by a palaeotopographic high (no significant faults have been found).

Erosion in the Casaínhos creek has exposed the late Cretaceous topography and the earliest volcanic episodes in this area, which have been explosive. The well bedded pyroclasts were originally sub-horizontal where the karst morphology was poorly developed (close to the junction with the Fanhões creek), but steeply inclined where the topography was more vigorous (to the W, in the first river bends). Pyroclastic events have been followed by lava flows that show a very complete internal structure, with, from bottom to top: basal breccia, laminar jointing, columnar jointing, laminar jointing and upper breccia. Still to the W in the Casaínhos creek, sandstone dykes can be observed cutting through the bedding of pyroclasts; relicts of sand volcanoes can also be observed between pyroclast layers. Sandstone dykes also occur cutting through limestones in the N side of the football field in Fanhões. These outcrops clearly show that we can have sedimentary rocks (sandstone) cutting through igneous rocks (pyroclasts)! These sandstone dykes formed during the early stages of explosive volcanism, most probably associated with strong seismicity that produced liquefaction of the sandstones underlying the marls, and subsequent injection into fractures that reached the surface.

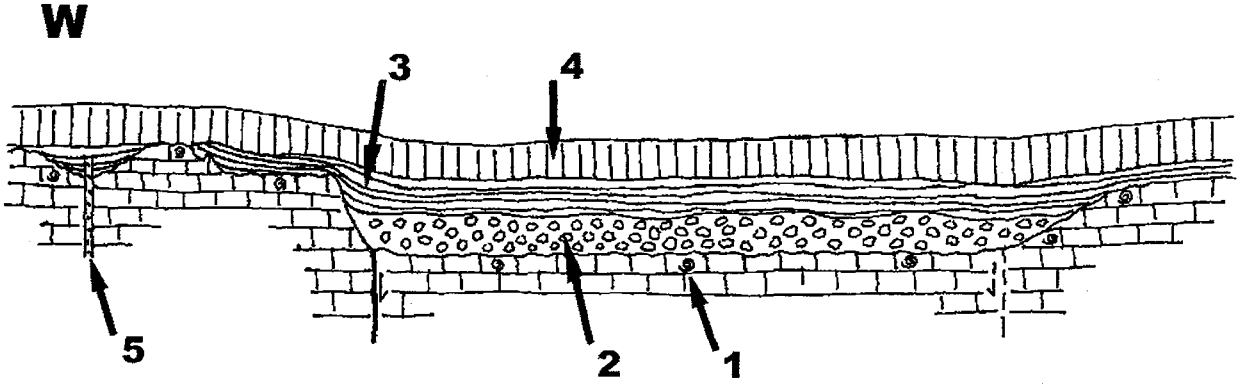


Figure 2. Schematic cross-section, with palaeotopography fossilized by pyroclastic deposits to the W in the Casaínhos creek, NNE-SSW fault scarp preserving the conglomerates, and palaeotopography to the E. 1- rudist limestones; 2 - conglomerates; 3 - pyroclasts; 4 -basalts; 5 - sandstone dykes.

REFERENCES

BERTHOU, P. Y. (1973) - Le Cénomanien de l'Estrémadure portugaise. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 23 (N.S.), 169 p., 67 ests.

_____ (1984) - Résumé synthétique de la stratigraphie et de la paléogéographie du Crétacé moyen et supérieur du bassin occidental portugais. *Geonovas*, 7, pp. 99-120.

GALOPIM DE CARVALHO, A. M. (1968) - Contribuição para o conhecimento geológico da Bacia Terciária do Tejo. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 15 (N. S.), 215 p.

_____ (1994) - O Cenozóico continental a norte da Serra de Sintra (estudo tectono-sedimentar). *Mem. de Geociências*, 1, Museu Nacional de História natural, Lisboa, 89 p., 9 ests.

Impact ejecta horizon near the Cenomanian-Turonian boundary, north of Nazaré, Portugal

J. F. MONTEIRO*, J. MUNHÁ* & A.RIBEIRO*

Key-words: Impact breccia; ejecta horizon; Cenomanian-Turonian boundary; Tore Sea-Mount; Nazaré, Portugal

Abstract: In this report we present geological, petrographic and geochemical evidences that support the idea of a ejecta horizon near the Cenomanian-Turonian boundary in a costal site north of Nazaré, Portugal.

Palavras-chave: Brecha de impacto; horizonte de ejecta; fronteira Cenomaniano-Turoniano; Montanha Submarina de Tore; Nazaré; Portugal.

Resumo: Apresentam-se evidências geológicas, petrográficas e geoquímicas que suportam a existência de um horizonte de ejecta meteorítico próximo da fronteira Cenomaniano-Turononiano num local litoral, 10 Km a norte da Nazaré, Portugal.

INTRODUCTION

Geologists have realized that impact cratering is the single most important surface-forming and modifying process for the other terrestrial planets and the satellites of all planets. The recognition of impact cratering as an important geological process on earth has been rather slow. However, since the Berkeley paper (Alvarez *et al.*, 1980) geologists are now realizing that giant impacts have had a determining influence on the geological and biological evolution of our planet.

Distal ejecta are an important form of impact debris that are often found at considerable distance from the impact site.The total number of confirmed terrestrial impact structures exceeds 150, whereas, only about 20 stratigraphic levels are known that contain geochemical and/or mineralogical traces of impact events. Some of them are coincident with mass extinctions events represented geologically by brief episodes when large numbers of species disappeared (Raup and Sepkoski, 1984).

The Cenomanian-Turonian boundary was marked by a complex of short-term biological responses (stepwise extinction) to an interval of major ocean-climate perturbations recorded in the geochemical, sedimentological and paleobiological record (Kauffman and Hart, 1995). A closely set of trace element enrichment layers , especially among noble metals, including Ir (2-3 major peaks, lies between 200 and 450 ka below the Ce/Tu boundary in North and South America, and western Europe. Microspheres are associated with Ir at two latest Cenomanian stratigraphic levels and all spikes are associated with a discrete extinction level (Rampino and Haggert, 1996). A Ce/Tu comet impact shower, and dynamic feedback loops in the ocean-climate system were inferred but not yet proved by existing data.

In this work we present some clear evidences of a possible impact near the Ce/Tu boundary.

EJECTA HORIZON AT PRAIA DA VITÓRIA

At Praia da Vitória, 10 Km North of Nazaré, in the low-water tide, we observe a very brecciated limestone plataform were we find some black and anomalous clasts with a very clearly preffered orientation: the ejecta fragments. This ejecta is distributed by a small visible area (75 x 10 meters), just above a limestone formation of Upper Cenomanian age. Above this formation we find a sandstone with several meters of tickness and very poorly sorted of Turonian and Upper Cretaceous formations (Soares, 1966). The limestone near the boundary with the sanstone is very brecciated and presents a very marked sub-vertical fracturation N 60°. This brecciation disappears 70 cm below the boundary. The bedding of the limestone plataform where we find the ejecta is N50; 30°E and the sandstones where in unconformity with the ejecta plataform. Just between the two formation we found a sandy-mudstone level with athickness, from millimetric to up 40 centimenter. This clay level is irregular and sometimes is scraped by the sandstones that contact directly with the brecciated limestone. Is just in this boundary that we observe the ejecta clast weeding both lithologies.

* Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Edifício C-2, Campo Grande, 1700 Lisboa

The ejecta clasts show a homogeneous distribution along a narrow corridor that is prolongued to the sea with a general trend of N 80°E. The sizes of the clasts varies from millimetric up to 80 cm. Each clastic boulder corresponds to a polymitic breccia comprising a variety of different lithologies. Their shape are diverse, but rounded, spherical and ellipsoidal forms predominate. Associated in small clusters, the fragments display dominant black to brownish-yellow colors. The most notorious macroscopic phases are iron sulfides, but other minerals such as quartz fragments and calcitic nodules are present (Monteiro *et al.*, 1997). Solid hidrocarbons occur frequently as surface accumulations and impregnations occuping the pore spaces of the breccia.

Other clasts - limestone (shocked ?) and chert boulders - with ellipsoidal and dropstone shape, and with different color and composition of the matrix are also aligned and they probably correspond to proximal ejecta clasts transported as solids in a ballistic ejecta curtain Some of the limestone clasts are homogeneously composed of microsparry calcite and some fragments show features resembling those found in shoccked carbonates.This clasts display faceting, various degrees of rounding, striations, mirror -like polish, percurssion marks and penetration features. Different clasts show different striations orientation which means that the process of it's formation is not local. They are commonly fractured, and can be simillar to the limestone fragments present in the ejecta depositis found in Albion Island, Belize, directly related to the Chicxulub impact crater (Ocampo *et al.* 1996).

These chaotic deposits of fragmented rock , just in the top of the Cenomanian plataform, at Praia da Vitória, are poorly sorted, containing grain sizes from clay to large boulders and blocks display evidence of mass flow including preferred orientation of long axes of clasts and clast imbrication. They are similar to the tipical impact-related diamictites described by Rampino *et al.* (1997). It was in the matrix surrounding this clasts that we found some of the most convinced impact features, later described.

PETROGRAPHY OF THE EJECTA

The most notorious ejecta fragments - the black polymitic breccias - have also a peculiar mineralogical and textural signatures. Optical (reflected and transmitted light) and SEM-EDX analysis indicate the occurence of pyrite, hematite, quartz, calcite, devitrified silica glass and diapletic glass. However, in contrast with the intersample mineralogical monotonous composition, several different textures were observed.

One of the major components of the silicate phase is diapletic glass, which is an amorphous, isotropic phase that preserves the crystal habit and lack the flow structures and vesicles. It forms without melting and is a stage intermediate between crystalline and normal glassy phases. Some quartz crystals present shock evidences of undulatory extinctions and mosaicism, and a few grains also display optical features that resemble planar fractures and planar deformations features. A negative search for high pressure silica phases was run, using the repeated treatments with hydrofluoric acid and analising the residues with XRD.

Impact melt features were also observed, being dominated by trachytic type (microlite) textures; however, felsitic (cryptocrystalline) textures are also present. The actual microlites are now composed of calcite and quartz, but they could represent pseudomorphs after previous mineral phase(s). Recrystallized glassy fragments, generally 5-10 mm in size make up 10% volume of the rock. They are highly irregular in shape and some are contorted and may grade into filaments, which extend from the main fragments into the surrounding motrix, suggesting flow of still-molten glass after deposition. Most glassy fragments are dark brown and a microprobbe survey reveals a small enrichment in iron.

Pyrite occurs as a major phase of the black ejecta fragments and the boxwork texture of hematite and goethite with residual pyrite are very frequently.Thess ore minerals appear sometimes surrounding the glassy and silicious fragments.

In the muddy-limestone matrix surrounding the larger ejecta fragments we found microscopic spherules and irregular shard-like particles. The spherules consist entirely of diagenetic phases (mainly carbonate-replaced) and no relict minerals or pseudomorphed quench textures have been recognized. This may be because the sperules were initially composed entirely of glass or because the quench textures were destroyd during diagenetic stabilization. Some preserve the dumbbel shaped typical of microtektites. Similar-sized spherules have been recorded from the K/T boundary (Smit *et al.* , 1992) and have been interpreted as Chicxulub ejecta. The spherules were probably deposited as microtektite-like bodies consisting of glass and/or other diagenetically unstable phases.

IRIDIUM ANOMALY

Criteria for impact signature have thus consisted of high (ppb) levels of iridium and chondritic or near-condritic element ratios. Kyte (1988) argued, however, that the very high Ir concentrations at the K/T boundary anomaly should not be considered typical of strtigraphic iridium anomalies expected from impacts. Rampino *et al* (1996) note that the search for Ir has resulted in reports of elevated iridium levels (commonly >= 10 times background values) at or near a number os extinction boundaries. The Ir levels are generally significantly weaker (100s of ppt) than the K/T iridium anomalies. Meteorites differ in iridium content from $>10^3$ ppb (some irons) to $\cong 10^{-2}$ ppb (eucrites and other achondrites) and terrestrial impact melts range from >30 ppb to background (0.01 ppb); thus impacts produce distributed iridium anomalies of various concentrations (Palme, 1982). Low levels of Ir could be the result of low Ir levels in the impacting body (possibly comets) or of mobilization and loss of the Ir, possible in the gas phase during the impact event.

Orth *et al* (1993) describe two closely spaced Ir peaks in the late Cenomanian, coinciding with extinction steps, but suspect that the signal resulted from increased spreading centre activity in the late Cenomanian North Atlantic or Caribbean regions, however an impact source has not been ruled out.

We run a search for Ir peaks and othe platinum group elements in three samples of the Praia da Vitória ejecta horizon, respectively: the anomalous ejecta clast with glass and sulphide phases (JF-6); the green mudstone at the boundary (JF-15) and the muddly-limestone matrix that surrounded the ejecta fragments (JF-21). The results are presented en Table I, as well as average continental crust according to Taylor and McLennan (1985)

Table I - Analysis of the Platinum Group of Elements

Element	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Re
det. lim.	2.00	0.10	5.00	0.20	5.00	2.00	0.50	5.00
JF-6	-	0.20	-	0.20	-	-	2.10	-
JF-15	5.00	0.20	10.00	0.30	-	6.00	4.30	-
JF-21	-	0.10	-	0.60	-	-	1.60	-
ave c.c.	0.03	0.02	1.10	0.38	?	2.00	1.80	0.50

Analysis made at Activation Laboratories (Canada) by INAA
"det. lim." - detection limit; "JF-6" - anomalous ejecta fragment; "JF-15" sandy-mudstone between the ejecta and the supperposed siliciclastic sandstones; "JF-21" - limestone matrix that surrounded the ejecta clasts; "-" - below the detectation limit; "ave cc." average alues to continental crust according Taylor and McLennan (1985)

We obtain two significantly 200 ppt values at the boundary and at the ejecta clast and a minor value (100 ppt) at the matrix as should be expected if we are in the presence of an ejecta impact horizon, respectively 10 and 5 times the average continental crustal Ir abundancesand may even exceed some of the peak Ir anomalies detected by Orth *et al.* (1993) for the Cenomanian/Turonian sections in North America, Colombia and Europe. We should note, however, anomalous values for Au, Os and Ru at the mudstone.

The Ir/Au ratios of our samples plot far from the extraterrestrial line in Palmer's (1982) diagram; however, the Ir/Au ratios observed for the Praia da Vitória samples contrast markdely with the average upper continental crust (Taylor and McLennan, 1985) supporting an admixture with a cosmogenic component.

THE NAZARÉ CENOMANIAN/TURONIAN SHARP DISCONTINUITY

At Nazaré a sharp stratigraphic discontinuity exist between the very brecciated Cenomanian limestone and the superposed Turonian (tempestite deposits and siliciclastic sandstones) of the Lousões Formation (Pena dos Reis *et al*, 1997).

We interpreted this Formation as a complex series of events , particularly the reworking from disruptive impact - generated tsunamis at the end of Cenomanian. The superposed sandstones show several characteristics that resemble a tempestite-tsunami deposit as: wave ripple laminated material, parallel laminated sediments cross bedding, sand with fossil debris and collapse structures as skin slump blocks.

Following this event the Upper Cretaceous formations is cut by mafic dykes.

THE TORE "SEA-MOUNT": A POSSIBLE IMPACT CRATER

The Tore"Sea-Mount" was considerd to be a possible impact due to its peculiar morphology (Laughton *et al.*, 1975). With a rim 2 Km deep and a central depression 5 Km deep, it has an elliptical shape with 122 Km of long and 86 Km f short axis. The major axis, orientated N 22ºE is oblique to magnetic anomaly M_0 but parallel to younger magnetic anomalies to the West, situated 300 Km to the W of our ejecta site.

The study of this subject is of special interest, not only by the important fact that we can be confronted with a new impact crater, but specially by the fact that we can be in the presence of the first known important impact crater in deep ocean. Finally, considering the elliptic shape of the Tore structure, and assuming it was orinally circular, this makes it an ideal candidate for strain marker in ocean domain, showing that a significant finite strain has accumulated in this part of the Atlantic in less than 110 My, which is the age of the oceanic lithosphere that surrounds the "sea-mount" (Ribeiro, 1993).

CONCLUSIONS

On the basis of geological, petrographic and geochemical evidences, it is clearly that we are in the presence of a impact ejecta horizon near the Cenomanian-Turonian Boundary at north of Nazaré.This event should have occured in the ocean at 91 My and coincides with a stepwise extinction and a global iridium anomaly.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by FCT grant PRAXIS XXI/BD/9542/96 to J.F. Monteiro. Our thanks to Prof. António Soares and Dr. Pedro Callapez (Universidade de Coimbra) for showing, in the field, aspects of the stratigraphy of Cretaceous formations in the Nazaré-Figueira da Foz area.

REFERENCES

ALVAREZ, L. *et al.* (1980) - Extraterrestrial Cause for the CretaceousTertiary Extinction. *Science*, 208: pp.1095-1108.

LAUGHTON, A. *et al.* (1975) - Bathymetry of the Northeast Atlantic: Mid Atlantic Rudge to Southwest Europe. *Deep Sea Res.*, pp.791-810.

KAUFFMAN, E. & HART, M. (1995) - Cretaceous Bio-Events. *In:* O.Walliser (Ed.), Global Events and Event Stratigraphy. *Springer*, Berlin, pp. 285-312.

KYTE, F. (1988) - The extraterrestrial component in mariune sediments.*Paleoceanography*, 3, pp. 235-247.

MONTEIRO, J. *et al.* (1997) - Ejecta from meteorite impact near the Cenomanian-Turonian boundary found at North of Nazaré, Portugal. *Papers to 28th Lunar Plan. Sci. Conference*, II,p. 967.

OCAMPO, A. *et al.* (1996) - Ejecta blanket deposits of the Chicxulub crater from Albion Island, Belize. *Geol. Soc. Spe. Paper*, 307, pp.75-104.

ORTH, C. *et al.*(1993) - Elemental abundances anomalies in the late Cenomanian. *Earth Pla. Sci. Lett.*, 117, pp 189-204.

PALME, H. (1982) - Identification of projectiles of large terrestrial impact craters and some implications for the interpretation of Ir.rich K/T boundary layer. *Geol. Soc. Spe. Paper*, 190, pp.223-233.

PENA DOS REIS, R. *et al.* (1997) - El paleokars de Nazaré (Cretácico Superior de la Cuenca Lusitana, Portugal). *Geogaceta*, 22, pp.149-152.

RAMPINO, M. & HAGGERT, B. (1996) - Impact crises and mass extinctions: a working hypothesis. *Geol. Soc. Spe. Paper*, 307, pp. 11-30.

RAMPINO, M. *et al.*(1997) - Striations, polish, and related features from the clasts in impact-ejecta deposits and the "tilite-problem". *Abst. Presented at the Large Impacts Conference, Sudbury, Canada.*

RAUP, D. & SEPKOSKI, J. (1984) - Periodicity of extinctions in the geological past. *Proc. Nat. Aca. Sci.* ,81, pp.801-805.

RIBEIRO, A. (1993) - Global tectonics with deformable plates. *Gaia*, 7, 28-35.

SMIT, J. *et al.* (1992) - "Tektites" and microkristites at the K/T boundary: two strewnfields, one crater ?. *Proc. of the Lun. Plan. Sci. Conf.*, 22, pp. 87-100.

SOARES, A. (1966) - Estudo das formações pós Jurássicas da região entre Sargento Mor e Montemor-o-Velho (Margem direita do Rio Mondego) *Rev. Fac. Cienc. Univ. de Coimbra*, XL, 343 p.

TAYLOR, S. & MCLENNAN, S. (1985) - The continental Crust: its composition and evolution. *Blackwell Scientific Pub.* Oxford, 312 p.

Formações vermelhas continentais na sequência mesocenozóica da Cadeia da Arrábida

M. Teresa M. Azevêdo*

Palavras-chave: Formações vermelhas, leques aluviais, paleogeografia.

Resumo: Apresenta-se um modelo paleogeográfico para as três formações vermelhas continentais, presentes na sequência mesocenozóica da Arrábida, com especial destaque para as diferenças e semelhanças existentes nas respectivas fontes dos materiais conglomeráticos, ambientes deposicionais e condições climáticas. Leques aluviais ou fan deltas com origem a leste e estendendo-se para o litoral a oeste explicam as principais observações quanto às variações laterais de fácies tanto litológicas como ambientais.

Key-words: Red beds, alluvial fans, paleogeography.

Abstract: A geographic model is presented for the three continental red beds present in the Arrábida mesocenozoic sequence, with special prominence to the existing differences and similarities in the respective conglomeratic source materials, depositional environments and climatic conditions. Alluvial fans or fan deltas originated to the east and extending towards the coast to the west explain the main observations as to lateral facies variations, both lithological and environmental.

INTRODUÇÃO

A Cadeia da Arrábida, situada na Península de Setúbal, ao S de Lisboa, é considerada como o mais elegante exemplo de tectónica pelicular alpina, na Ibéria Ocidental (Ribeiro e Ramalho, 1986). Estende-se por cerca de 30 km E-W, sendo dominada por dobras de direcção ENE-WSW e anticlinais associados. A deformação, vigente para Sul, migrou de S para N por vários impulsos dos quais o último ocorreu no Miocénico Superior, a partir do qual resultou a actual estrutura da Península de Setúbal.

No Sinclinal de Albufeira, adjacente à cadeia, ocorreu posteriormente o preenchimento sedimentar discordante sobre os últimos estratos dobrados do Tortoniano Sup. (Formação de Cabanas), por importante série arenosa atribuída ao Pliocénico Superior. Posteriormente, extensos materiais provenientes da Cadeia, cobriram grande parte da Península, sob a forma de leques aluviais coalescentes dando lugar à deposição da raña de Marco Furado.

Três formações vermelhas, conglomeráticas, continentais estão presentes na Cadeia:

- Formação de Juncal – Jurássico Superior (Portlandiano e Kimeridgiano indiferenciados - etapa II, SLD2, 160 - 130MA)
- Formação de São Caetano – Oligocénico inf. a sup. (Etapa VI, SLD7-SLD8 – 39,5MA inflexão eustática negativa entre o Bartoniano e o Priaboniano)
- Formação de Cabanas – Miocénico sup. (pós- Tortoniano; etapa VIII, SLD 12 – 4,5MA)

Uma quarta, que não será aqui abordada, foi depositada fora da Cadeia, sobre o preenchimento arenoso pliocénico do Sinclinal de Albufeira, adjacente à Cadeia e com ela discordante (raña de Marco Furado) (Azevêdo 1979, 1983, 1986, 1993; Azevêdo e Pimentel 1993).

Em 1991 foi apresentado um modelo explicativo para a origem dos materiais do depósito paleogénico, bem como do seu ambiente deposicional (Azevêdo 1991).

Em 1995, este modelo foi estendido a toda a bacia de Lisboa explicando simultaneamente a presença dos depósitos paleogénicos a N de Lisboa e no Ribatejo (Ponte de Sôr) (Azevêdo e Pimentel 1995).

Em 1998, o mesmo modelo morfotectónico foi proposto para explicar o ambiente deposicional dos materiais siliciclásticos e calcários do Jurássico Superior (Azevêdo 1998).

Neste artigo propõe-se que esse modelo, que funcionava pelo menos desde o Portlandiano, se tenha prolongado até ao final do Miocénico época em que a compressão entre as placas africana e europeia atingem o auge, iniciando-se o rejogo inverso dos acidentes com orientação bética e soerguendo-se, por inversão do relevo, a Cadeia da Arrábida e dando origem à actual configuração da Peninsula de Setúbal.

* Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Bloco C2, 5º Piso, Campo Grande. 1700 Lisboa

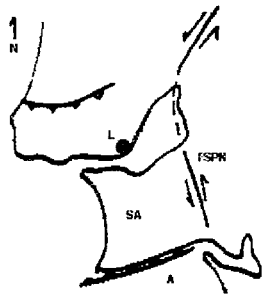


Fig. 1 – Compressão bética na região de Lisboa. Estruturas activas. L = Lisboa; SA = Sinclinal de Albufeira; A = Arrábida; FSPN = Falha Setúbal-Pinhal Novo (adap. de Ribeiro et al., 1988).

MODELO PROPOSTO

Uma vez que o modelo foi já descrito em sucessivos artigos publicados não se repetirá aqui essa descrição, referindo-se somente que se explica a origem dos materiais siliciclásticos presentes em todos os níveis detríticos da sequência mesocenozóica da Arrábida, num bloco levantado pela movimentação da falha SPN (Fig. 1) que pôs em contacto os materiais da Z.S.P. situada a E com o troço da Bacia Lusitânica, que era a Península de Setúbal na época da deposição. Esses sedimentos depositaram-se na bacia sob a forma de leques aluviais com cabeceira a E junto à escarpa de falha e estendendo-se para o litoral a W.

CARACTERIZAÇÃO E AMBIENTE DEPOSICIONAL

Formação de Juncal (Jurássico Superior)

Um corte com 200 m de comprimento próximo de Picheleiros, mostra uma alternância de espessos níveis conglomeráticos muito grosseiros com clastos angulosos a subangulosos de quartzo, quartzito, jaspe, xisto e sílex atingindo 20 cm de diâmetro com níveis arenosos com rara estratificação numa matriz argilosa vermelha. Os níveis mais grosseiros apresentam fabric desordenado salvo o caso de alguns clastos imbricados. Parecem corresponder ainda à zona de cabeceira ou pelo menos à parte interna do corpo dos leques já que as litofácies presentes são exclusivamente do tipo Gmm e Sm (Miall 1996), típicos de debris-flow plásticos, viscosos e de alta energia.

Mais para E, um igualmente extenso corte próximo da Qt[a] do Juncal muito representativo desta formação apresenta alternância de níveis conglomeráticos espessos, com clastos de idênticas dimensões e mal rolados, porém agora com nítida estratificação (fácies Gh ou Gp), com níveis areno-argilosos ou mesmo argilosos sempre fortemente vermelhos correspondentes às litofácies Ss, Sm e Fm ou Fsm. Pela estratificação já mais desenvolvida, e pela melhor selecção dos clastos testemunhando a existência de fluxos mais tractivos organizados em "stream channels", estes materiais corresponderão à parte externa do corpo dos leques, com deposição em barras no interior de canais braided.

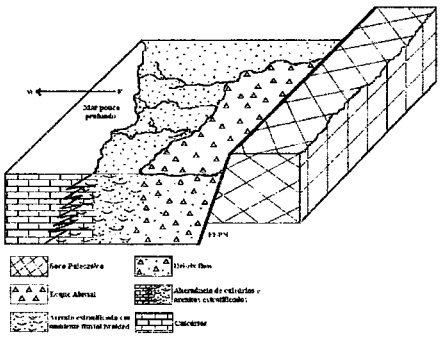


Fig 2 – Bloco-diagrama representando a reconstituição ambiental dos materiais detríticos e carbonatados no Jurássico Superior (adap. de Azevêdo 1998). FSPN = Falha Setúbal-Pinhal Novo.

Estes conglomerados grosseiros passam mais para E ainda, a sedimentos cada vez mais finos – arenitos médios a finos e margas – porém frequentemente com intercalações de níveis grosseiros com clastos por vezes atingindo ainda 10 cm de diâmetro, correspondentes a corpos canalizados que atingem as zonas do pé dos leques a partir do retrabalhar dos materiais das suas áreas mais internas.

Esta zona do pé é geralmente a mais extensa e passa frequentemente a fácies de ambientes associados, dependendo da situação geográfica e climática em causa. Neste caso, em que as terras emersas se situavam a E e o oceano a W, a variação lateral de fácies faz-se para um ambiente marinho de águas pouco profundas, correspondentes aos calcários espessos presentes em toda a plataforma do Cabo Espichel, levando assim ao estabelecimento de um modelo de fan-delta para o Jurássico Superior (Fig. 2). O Jurássico Superior detrítico da Arrábida constitui assim um caso especial na paleogeografia da orla mesocenozóica ocidental na época considerada.

Formação de São Caetano (Oligocénico)

É constituída por 2 macrosequências limitadas por nítida descontinuidade traduzida pela ocorrência de bancada de calcários pedogenéticos com cerca de 3 m de espessura equivalente aos Calcários de Alfornelos do Complexo de Benfica e à correspondente fase pirenaica da Orogenia Alpina (Fig. 3).

A datagem de calcários equivalentes a N de Lisboa, na Qt[a] da Marquesa (Azerêdo e Carvalho 1986) indica a sua formação no Oligocénico inferior.

A 1[a] sequência, integrada na etapa VI de preenchimento da Bacia terciária do Tejo e correspondente à SLD7 (Cunha 1992), é composta exclusivamente pelos clastos siliciosos já descritos para o Jurássico, com litofácies, dimensões e rolamento semelhante àqueles, igualmente numa matriz areno-argilosa vermelha, indicando uma única fonte situada a E. A segunda sequência ainda pertencente à mesma etapa mas já correspondente à SLD 8 de Cunha 1992 mostra porém,

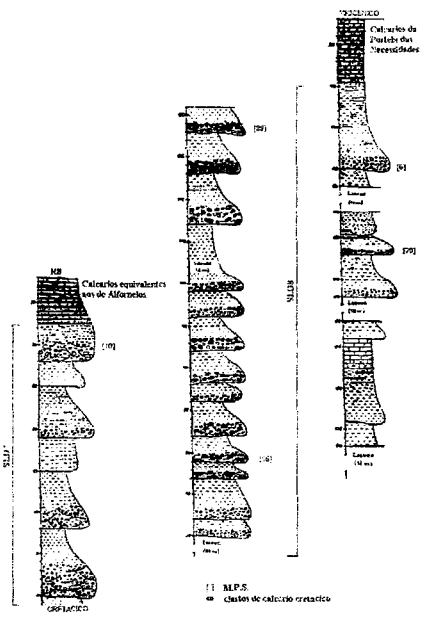


Fig. 3 - Formação de São Caetano (Paleogénico). Log de São Caetano-Azeitão. R8 = ruptura pirenaica.

um enriquecimento progressivo em clastos de calcário, de início muito pequenos e subangulosos mas atingindo 20 cm (80 cm em Lisboa) para o topo. Segundo Seifert, 1963, eles correspondem à reactivação intraoligocénica dos acidentes responsáveis pelo levantamento da Cadeia, levando à erosão da cobertura de calcário cretácico, não tendo o Jurássico sido atingido. Existiam assim 2 diferentes fontes para o material da segunda macrosequência: o relevo constituído por litologias da Z.S.P. a E e os da Cadeia já em parte levantada a S e SW.

Os depósitos de São Caetano representam a parte proximal dos leques aluviais, passando, tal como para o Jurássico, progressivamente a materiais cada vez mais finos para E (Fig. 4), porém terminando agora não em águas oceânicas, mas sim em zonas alagadas correspondentes às partes terminais dos leques, com encharcamentos periódicos levando à formação de calcretos ou calcários de origem pedológica (Azevêdo 1991; Azevêdo e Pimentel 1995). Não apresentam qualquer tipo de estratificação, sugerindo um clima então mais árido que o do Jurássico, bem como uma linha de costa muito mais distante, o que concorda com as observações de que a plataforma continental estava então emersa (Mougenot 1976).

Formação de Cabanas (Miocénico Superior)

É das quatro a mais restrita em área, ocupando apenas 5 km de comprimento entre Cabanas e Qt[a] do Anjo. Sobrepõe-se em concordância ao Tortoniano Sup. Marinho (M_4^{VIIa}), constituído por margas verde escuro fossilíferas e mergulhando como estas cerca de 50° para N.

Próximo de Qt[a] do Anjo, um extenso corte mostra, nos níveis conglomeráticos, a heterometria e angulosidade dos clastos, sempre das mesmas litologias exclusivamente siliciosas da Z.S.P., com especial ocorrência de jaspe vermelho (até 15 cm).

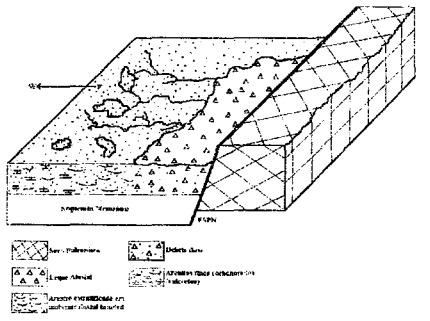


Fig. 4 - Bloco-diagrama representando a reconstituição ambiental dos materiais detríticos e calcretos para o Oligocénico Superior. FSPN = Falha Setúbal-Pinhal Novo.

Tal como no Jurássico, observa-se clara estratificação, alternando níveis muito grosseiros Gp e Gt com outros areno-argilosos vermelhos Sm, sendo o conjunto cortado por numerosas diaclases.

Ainda que muito inclinada na Cadeia, a Formação de Cabanas horizontaliza rapidamente no Sinclinal adjacente, já que um furo realizado pela Furágua a 500 m a N de Qt[a] do Anjo, após atravessar 70 m de areias pliocénicas, encontra 50 m de conglomerados muito grosseiros e areias vermelhas, o que não aconteceria se a inclinação se mantivesse.

O material observado continua a pertencer à zona interna do corpo de leques aluviais respectivos, porém a Formação de Cabanas termina abruptamente a cerca de 10 km de distância do relevo alimentador, é possível que tenha sido erodida pelo pré-Tejo no pliocénico superior já que as areias por ele depositadas, avançam aí para S através da Cadeia, num padrão nitidamente curvilíneo (Zbyszewski 1965).

A Formação de Cabanas é de todas a mais importante visto ter sido a última a depositar-se antes do dobramento final da Cadeia fechando a etapa VIII de preenchimento da Bacia Terciária do Tejo (3ª de Barbosa, 1996) e correspondendo à SLD11 (Cunha 1992). No entanto, curiosamente não foi cartografada na antiga Carta Geológica de Setúbal 38-B e por incrível que pareça, continua a não existir na nova Carta editada em 1995, mantendo-se invisível aos olhos dos geólogos responsáveis pela respectiva cartografia.

Foi somente após a sua deposição que o último grande impulso de levantamento teve lugar, deformando não só todas as já anteriormente dobradas, mas também as mais recentemente depositadas, em concordância com ela.

O movimento da falha Setúbal-Pinhal Novo teve como consequência a inversão do relevo da Arrábida: o último levantamento da Cadeia simultaneamente com a subsidência do soco varisco, dando lugar à presente configuração: a cadeia da Arrábida (400 m de altitude máxima) adjacente à extensa planície alentejana, aflorando o soco apenas a 80 km de distância nas Serras da Palma e ocorrendo a grande profundidade até lá.

CONCLUSÕES

As três "continental red beds" presentes na Cadeia da Arrábida foram depositadas em regime de leque aluvial, com a cabeceira situada a E junto à falha SPN. Os materiais desta zona de cabeceira raramente são preservados já que são os mais facilmente remobilizados e, no caso da Arrábida, estão presentes apenas no Jurássico Sup. da Baixa de Palmela em más condições de afloramento, pelo que não foram descritos.

Nos restantes afloramentos, observam-se claramente os materiais bastante desenvolvidos do corpo dos leques, denotando um clima sempre subárido, mas mais húmido no Jurássico e no Miocénico Superior do que no Oligocénico.

As zonas de pé dos leques correspondiam tanto no Jurássico como no Oligocénico a fan deltas no litoral ocidental actual, porém enquanto no primeiro caso os leques distais se situavam em águas oceânicas originando calcários marinhos, no Paleogénico eles estendiam-se em lóbulos de derrame por zonas palustres, periodicamente encharcadas levando à formação de calcários pedogénicos.

BIBLIOGRAFIA

AZERÊDO, A.C. e CARVALHO, A.M.G. (1986) – Novos elementos sobre o «Paleogénico» carbonatado dos arredores de Lisboa. *Com. Serv. Geol. Port.*, 72 (1/2), pp. 111-118.

AZEVÊDO, T.M. (1979) – A Formação Vermelha de Marco Furado (Peninsula de Setúbal). *Bol. Soc. Geol. Port.*, 21, pp. 153-162.

AZEVÊDO, T.M. (1983) – O Sinclinal de Albufeira – evolução pós-miocénica e reconstituiçãp paleogeográfica. *Dissert. Doutoram.* Ed. C.E.G. da F.C.U.L., Lisboa. 302 p.

AZEVÊDO, T.M. (1986) – Reconstituição paleogeográfica do Tejo no Plio-Quaternário. *Actas do I Cong. do Tejo.* Assoc. Amigos do Tejo.

AZEVÊDO, T.M. (1991) – Essay de reconstituition paléogèographique du Bassin de Lisbonne au Paléogène. *Mem. E Not. MLMG*, 112(B), pp. 525-564. Univ. Porto.

AZEVÊDO, T.M. (1993) – La Raña de Marco Furado (Pen. Setubal, al sur de Lisboa). *Actas I Symp. s. la Raña.* Madrid.

AZEVÊDO, T.M. (1998) – A Model for the Upper Jurassic of the Arrábida Chain, South of Lisbon, Portugal. *Actas 15th Int. Sedim. Cong.*, pp. 157-159. Alicante.

AZEVÊDO, T.M. e PIMENTEL, N. (1993) – Estudio sedimentologico de la Raña de Marco Furado (Pen. De Setúbal, al sur de Lisboa). *Actas I Symp. s. la Raña.* Madrid.

AZEVÊDO, T.M. e PIMENTEL, N. (1995) – Dados para a discussão da génese da Bacia do Tejo-Sado no Paleogénico. *Actas IV Cong. Nac. Geologia*, pp. 897-902, MLGM. Univ. Porto.

BARBOSA, B.P. (1996) – Alostratigrafia e Litostratigrafia das unidades continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo: relações com o eustatismo e a tectónica. *Dissert. Doutoram.* (n.publ.). F.C.U.L., Lisboa. 253 p.

CUNHA, P.P. (1992) – Estratigrafia e Sedimentologia dos depósitos do Cretácico superior e Terciário de Portugal central, a leste de Coimbra. *Dissert. Doutoram.*, 262 pp. (n. publ.). F.C.T. Univ. Coimbra.

MIALL, A.D. (1996) – *The Geology of Fluvial Depósits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology.* 582 pp. *Springer-Verlag.* Berlin.

MOUGENOT, D. (1976) – Géologie du plateau continental portugais (entre le Cap Carvoeiro et le Cap de Sines). *Th. 3ème Cycle Univ. Rennes.* 134 p.

RIBEIRO, A. & RAMALHO, M. (1986) – Estratigrafia e Tectónica da Cadeia da Arrábida, *Cong. Nac. Geol., 2nd*, (field guide for Exc. B2/B3). Lisboa.

RIBEIRO, A.; KULLBERG, M.C.; CABRAL, J.; MADEIRA, J.; BRUM, A.P. & MONIZ, C. (1988) – Alpine geodynamics of the West-Iberia margin. *Proceedings of the 5th Workshop on the EGT Project: The Iberian Peninsula.* Estoril, 11-12 Nov. 1988, Banda, E. and L.A. Mendes-Victor (Eds.), ESF, CEC, Strasbourg, pp. 91-98.

SEIFERT, H. (1963) – Beiträge zur Geologie der Serra da Arrábida in Portugal. *Geol. Jahrb.*, Vol. 81, pp. 277-344.

ZBYSZEWSKI, G. (1965) – *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000*, Folha 38-B (Setúbal) e Not. Explic. Serv. Geol. Portugal.

Magnetostratigraphy of Mesocenozoic sedimentary formations of Aveiro region (Portugal)

S. LEITE*, F. ROCHA*, J. MONTENEGRO** & C. GOMES*

Key-words: Magnetostratigraphy; Mesocenozoic; Aveiro

Abstract: The present work deals with the magnetic properties of sedimentary rocks, ultimately attempting to assess the possibility of its use as a tool for establishing stratigraphic correlations. Two outcrops from the Aveiro region - located at Bustos and Mataduços (Esgueira) - were selected for this purpose, since the Aveiro region exhibits a gap in the stratigraphic record beyond the upper Cretaceous. The present paper deals with the development of geophysical methods, based mainly on termomagnetic properties of the sediments, for magnetostratigraphic purposes, that is, to discriminate the "Argilas de Aveiro" formation from the overlying formations.

Palavras-chave: Magnetoestratigrafia; Mesocenozóico; Aveiro

Resumo: O presente trabalho aborda as propriedades magnéticas de rochas sedimentares, tendo em vista a sua utilização como marcadores utilizáveis em correlações litoestratigráficas. Foram estudados dois afloramentos da região de Aveiro - localizados em Bustos e em Mataduços (Esgueira) - seleccionados para este propósito, na medida em que na região de Aveiro se regista um hiato estratigráfico entre o Cretácico Superior e o Plio-Pleistocénico. Apresenta-se a aplicação de métodos geofísicos, apoiados nomeadamente nas propriedades termomagnéticas dos sedimentos, para fins magnetoestratigráficos, procurando discriminar a formação "Argilas de Aveiro" das formações suprajacentes.

INTRODUCTION

The Aveiro region (Fig. 1) corresponds to the northern sector of the Portuguese Occidental Meso-Cenozoic sedimentary basin. At the Aveiro region a gap in the stratigraphic record do occur beyond upper Cretaceous. In fact, Rocha (1993) on the present continental part of the basin, just on a lithostratigraphic basis, refers the eventual existence of Paleogene and Neogene deposits, which, in front of the present shoreline, have been identified by Mougenot (1989) overlying Maastrichtian deposits and showing an overall thickness estimated at about 550 meters. On the other hand, Pliocene and Pleistocene outcrops do occur corresponding mainly to old beach deposits and to fluvial terraces.

Recently, mineralogical and geochemical studies had been carried out by Rocha & Gomes (1994, 1996) on two interesting outcrops located one in Esgueira and the other in Bustos (Fig. 1).

In Esgueira, northern suburb of Aveiro town, the position in the local stratigraphic column of the so-called "Areias de Esgueira" formation is still undefined, being placed in the interval upper Cretaceous - Pliocene. "Areias de Esgueira" formation, which overlies the "Argilas de Aveiro" formation dated upper Cretaceous, is composed of brown sands, medium grained, intercalated by black clayey layers containing marcassite nodules and remains of fossil plants as well as brown to red clayey layers coated at their top by very thin iron rich crusts, and yellow sands, medium to coarse grained becoming gradually finer towards the top, exhibiting cross-bedding. The results achieved by Rocha & Gomes (op. cit.) point out, in global terms, to a gradual and regressive evolution of the environment of deposition of the "Areias de Esgueira" formation and to particular local discontinuities and changes of some physico-chemical parameters.

In the Bustos outcrop (located about 10 km to the SSE of Aveiro), the upper Cretaceous "Argilas de Aveiro" formation, source of heavy clays of paramount importance for the numerous structural ceramics plants working in the region, is covered, without apparent discontinuity, by thin layered silty, clayey and evaporitic sediments (rich in salts, sulphates and chlorides), named as "Evaporitos de Bustos".

MATERIALS AND METHODS

There were two kinds of activities involved in the present work:

1. Fieldwork, for the adequate sampling of the sedimentary formations under study;

* Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Campo de Santiago, 3810 Aveiro
** Instituto Geofisico, Universidade do Porto, Serra do Pilar, 4430 V. N. Gaia

2. Extensive laboratory work on the sampled sediments, crossing different analysis techniques.

To study the magnetic properties of the selected rocks, the following methodologies were adopted: measurement of the initial magnetic susceptibility (IMS), characterisation of the anisotropy of the magnetic susceptibility (AMS), measurement of the susceptibility as it varies with temperature, and measurement of natural remanent magnetisation (NRM), as demagnetisation is being carried out, either by gradual heating or by applying an alternate magnetic field.

RESULTS AND DISCUSSION

Magnetic fabric of the sampled sediments was found to be dependent on the sedimentation prevailing conditions. The AMS method, which was the one most used, allowed us to withdraw some conclusions, such as:

- Paramagnetic minerals are responsible for the shaping of the ASM ellipsoid. Phylosilicates (clay minerals) are, probably, the minerals which give a significant contribution to the anisotropy; ASM can, thus, be interpreted in terms of the preferred orientations shown by crystalline structures of phylosilicates.

- In sedimentary rocks, the directions of the principal axes of the ellipsoid characterising the magnetic susceptibility can be related to the sedimentation process. Except for one site in the Mataduços outcrop, sampled in the *Argilas de Aveiro* formation, the magnetic susceptibility ellipsoids were found almost vertical, which may suggest a turbulent deposition environment, fact already observed by Hrouda (1981), in similar studies with sedimentary rocks.

- In the Bustos outcrop, the declination and inclination of the foliation plane varies very little, for adjacent sediment layers. On the contrary, in the Mataduços outcrop, the orientation of the foliation plane for the sites sampled in the *Argilas de Aveiro* formation is quite different from that for the sites sampled in the *Areias de Esgueira* formation. The orientation of the foliation planes for the *Argilas Negras* formation occurring in the Mataduços outcrop, and for all layers in the Bustos outcrop, are identical. It should be noticed that during the time, and immediately after, the deposition of the *Argilas de Aveiro* was taking place, the environmental conditions were not stable for the outcrops where this study was focused on, Mataduços and Bustos.

The available results are consistent with the mineralogical data corresponding to the fine fractions of both clays reported by Rocha & Gomes (1994, 1996). In fact, samples of the greenish clays from "Argilas de Aveiro" collected in both outcrops are characterized by similar composition in regards with both clay minerals (essentially illite+smectite) and the associated non-clay minerals (essentially quartz+K-feldspar).

On the other hand, black clays from "Evaporitos de Bustos" outcrop are characterized by a distinctive composition in regards with both clay minerals (smectite+illite, smectite being the dominating one) and the the associated non-clay minerals (essentially Fe and Mn oxides/hydroxides, pyrite and iron sulfates).

In what concerns the "Areias de Esgueira" outcrop, the analysis of the data so far available allowed the withdrawal of the following conclusions:

- Between the green clays of the "Argilas de Aveiro" formation and the brown and black clays of the "Areias de Esgueira" formation none notorious mineralogical/geochemical discontinuities could be found.
- The clays referred to are well discriminated from the overlying yellow sands.
- The iron-crusts correspond to a post-deposition, supergenic deposit.

Therefore, the composition of the clay fractions of the studied samples point out to a gradual evolution, in global terms, of the environment of deposition as well as to particular local discontinuities and changes of some physico-chemical parameters.

REFERENCES

HROUDA, F. (1981) – Magnetic anisotropy of rocks and its application in Geology and Geophysics. *Geophys. Surv.*, 5, pp 37-45.

MOUGENOT, D. (1989) - Geologia da Margem Portuguesa. *Doc. Técnicos*, 32, Inst. Hidr., Lisboa.

ROCHA, F. (1993) - Argilas aplicadas a estudos litoestratigráficos e paleoambientais na Bacia Sedimentar de Aveiro. PhD Thesis, *Universidade de Aveiro*, 399 p.

ROCHA, F. & GOMES, C. (1994) - Stratigraphic interest of the clay fraction from the "Areias de Esgueira" formation (Aveiro, Portugal). *Bol. Soc. Esp. Mineralogia*, 17(1): pp. 12-13.

ROCHA, F. & GOMES, C. (1996) - Mineralogical, geochemical and geostatistical analysis of a Cenozoic evaporitic formation eventually from Paleogene in the Aveiro region (Portugal). *In*: S. H. BOTRELL (ed.), Proc. IVth Intern. Symp. on the Geochemistry of the Earth's Surface, *Int. Ass. Geochem. Cosmochem./Univ. Leeds*, 1996, pp. 210-215

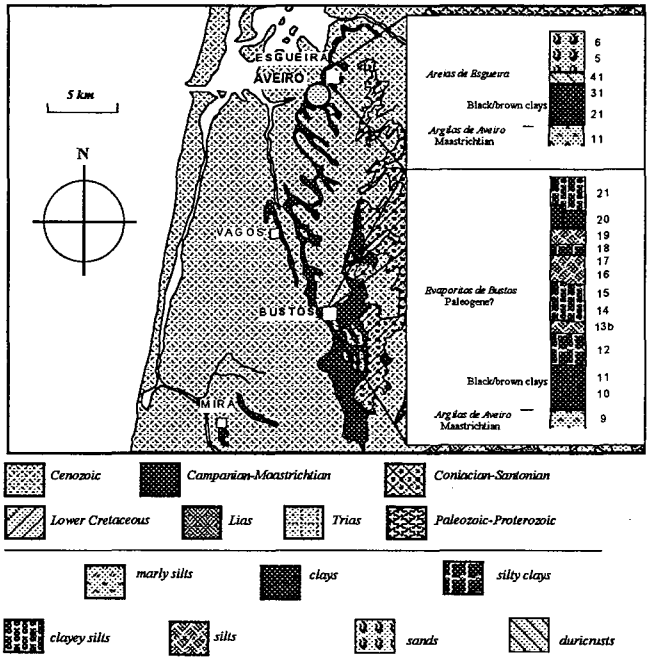


Fig. 1 – Location and geological setting of the studied outcrops.

Tipos de génese de paligorsquite em depósitos sedimentares portugueses

I. DIAS* & S. PRATES**

Palavras-chave: Paligorsquite; génese; paleoambiente; bacias terciárias; Portugal.

Resumo: Será apresentada neste trabalho uma proposta de padrões genéticos para os sedimentos com paligorsquite em ambientes continentais portugueses. Para tal considera-se o enquadramento geológico e as associações mineralógicas predominantes, de que resulta uma divisão em quatro grupos: 1. Tipo Benfica; 2. Tipo Alcanede; 3. Tipo bacia de Castelo Branco; 4. Tipo Pavia.

Key-words: Palygorskite; genesis; paleoenvironment; tertiary basins; Portugal.

Abstract: In this paper it will be presented a genetical proposal for the palygorskite sediments in portuguese continental environments, according to their geological setting and prevailing mineralogical associations. The deposits can be divided into four groups: 1. Benfica type; 2. Alcanede type; 3. Castelo Branco basin type; 4. Pavia type.

INTRODUÇÃO

Os minerais argilosos resultam de uma interacção da litosfera com os sistemas atmosfera, hidrosfera e biosfera, formando-se normalmente a partir de outros silicatos, ou por precipitação a partir de iões em solução, ou por envelhecimento e cristalização de fases coloidais, ou ainda por transformação de outros minerais de argila e filossilicatos. Independentemente da sua origem, o mineral argiloso considera-se estável no seu ambiente de formação, existindo, deste modo, uma relação directa entre o tipo, composição química e cristalinidade de um mineral argiloso e as condições ambientais em que se formou, factos que constituem o princípio em que se baseia o uso das argilas como indicadores paleoambientais. Contudo, Galan (1986) adverte para o facto de poderem intervir outros factores no processo genético, de carácter extraclimático e relacionados com possíveis transformações decorrentes do transporte, deposição e diagénese, pelo que se deve ter cuidados na aplicação das argilas em reconstruções paleoambientais. Enquanto a caulinite, sepiolite e paligorsquite constituem bons indicadores, para a utilização da clorite, vermiculite e esmectite, como são muito sensíveis a mudanças posteriores, devem ser feitas as devidas reservas.

Vários autores (CAILLÈRE, 1951; GRIM, 1953; MILLOT, 1964; SINGER, 1979-1980; 1984 a, b; CALLEN, 1984; GALAN, 1986) têm referido diferentes ambientes propícios à génese de paligorsquite, que poderão funcionar como indicadores da paleogeografia e paleoambiente que lhe foi contemporâneo.

MÉTODOS

As análises mineralógicas, total e da fracção argilosa, foram efectuadas por difracção de raios-X num aparelho Philips PW 1080 utilizando a radiação Kα do cobre. Prepararam-se agregados não orientados da amostra total reduzida a pó, e separou-se a fracção < 2 μm a partir da qual se elaboraram os agregados orientados. Procedeu-se à semiquantificação dos minerais recorrendo aos dados de Schultz (1964), Barahona (1974) e Galan (não publicado; usado para as argilas fibrosas).

RESULTADOS, DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Atendendo ao facto do mineral fibroso constituir um bom indicador paleoambiental, às associações mineralógicas < 2 μm predominantes (DIAS, 1993; DIAS e PRATES, 1993; DIAS *et al*, 1994; DIAS e PRATES, 1997; DIAS *et al*, 1997), e ao enquadramento geológico e mineralógico dos sedimentos portugueses com paligorsquite, destacando-se os atribuídos ao Terciário nas bacias do Tejo, Tejo-Sado e Guadiana, apresenta-se uma proposta genética para esses depósitos paligorsquíticos, dividindo-os em quatro grupos: 1. Tipo Benfica; 2. Tipo Alcanede; 3. Tipo bacia de Castelo Branco; 4. Tipo Pavia.

* Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Bloco C2, 5º Piso, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal.
** Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Bloco C2, 5º Piso, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal.

As tabelas 1 e 2 apresentam respectivamente a mineralogia global e a da fracção argilosa de amostras que evidenciam riqueza em paligorsquite, em cada uma das áreas definidas.

Tabela 1

Mineralogia total (%)

	AMOSTRAS	FILOSSILICATOS	QUARTZO	FELDSPATOS	CALCITE	DOLOMITE
Tipo Benfica	F.Papel 5A	4	62	8	21	5
Tipo Alcanede	Alcanede	29	43		28	
Tipo bacia de Castelo Branco	R.Marmelal 1D	66	31	vestígios		
Tipo Pavia	Pavia 1	51	41	8		

Tabela 2

Mineralogia da fracção argilosa (%)

	AMOSTRAS	ESMECTITE	CLORITE	PALIGORSQUITE	ILITE	CAULINITE
Tipo Benfica	F.Papel 5A	30		70		
Tipo Alcanede	Alcanede			75	25	
Tipo bacia de Castelo Branco	R. Marmelal 1D	5	3	48	34	10
Tipo Pavia	Pavia 1	69		10	16	5

As características definidoras de cada tipo genético são enunciadas seguidamente.

1. Tipo Benfica

A paligorsquite surge como mineral principal na matriz de conglomerados e arenitos atribuídos ao Paleogénico, associada a esmectite, calcite e dolomite.

Por analogia com o trabalho de Ordoñez *et al* (1977) para os depósitos paligorsquíticos de San Martin de Pusa em Toledo (similares aos de Lisboa e arredores) e com o de Galan e Castillo (1984), inserem-se neste grupo os depósitos detríticos com paligorsquite da região de Lisboa-Loures pertencentes ao denominado "complexo de Benfica", considerando-se que a formação da paligorsquite aí existente terá sido diagenética em sedimentos detríticos, com pH ligeiramente alcalino a partir de soluções magnesianas, sob condições semi-áridas ou estacionalmente áridas.

2. Tipo Alcanede

Engloba-se neste tipo a paligorsquite formada nos sedimentos carbonatados atribuídos ao Paleogénico existentes entre Rio Maior e Assentiz, os calcários da Fonte do Sol, Portela das Necessidades, Alfornelos e Quinta da Marquesa, os sedimentos pertencentes ao sector ocidental dos depósitos do bordo sul da bacia Terciária do Tejo, desde Vendas Novas até Ponte de Sôr, os existentes nos caliços do Baixo Alentejo, na região de Moura-Mourão, e também os de Trás-os-Montes (nos sedimentos de Mogadouro-Vimioso-Miranda do Douro e Vale Álvaro a paligorsquite encontra-se também associada a esmectites e carbonatos).

Os depósitos são predominantemente constituídos por conglomerados, microconglomerados e arenitos, e pontualmente alguns níveis argilosos. Ocorrem também formações calcárias (por vezes silicificadas) calcretos e caliços.

A paligorsquite ocorre essencialmente em níveis argilo-margosos, na matriz dos calcários e dos microconglomerados, e também associada aos calcretos e caliços. Os restantes minerais presentes são principalmente calcite, quartzo, esmectites e ilite.

Vários autores (SINGER, 1984 b; WATTS, 1980 in SINGER, 1984 b) salientam que em meios pedogénicos específicos, como calcretos e crostas, os silicatos secundários que ocorrem adjacentes à paligorsquite autigénica, sugerem que ocorreu Si solúvel disponível para a formação do mineral fibroso. Essa sílica solúvel pode ter sido libertada dos minerais de silicato por substituição com a calcite, podendo ter atingido actividade suficiente para a precipitação de paligorsquite. Aliás Singer (1984 b) aponta dois mecanismos de formação de paligorsquite pedogénica,

um por alteração de minerais precursores, como as esmectites (preterido pelo autor), e outro por precipitação a partir de solução.

Realce-se que, à formação de caliços está subjacente a existência de solos bem desenvolvidos, com nível freático oscilante e drenagem deficiente, ocasionalmente de tipo palustre, sob clima semi-árido quente, com evaporação intensa associada a morfologia aplanada. Condições climáticas que são também favoráveis à formação de paligorsquite.

A paligorsquite nestas áreas poderá então ter-se formado por transformação a partir de ilite-esmectite e/ou precipitação directa, associada à formação de calcretos. Os precursores necessários ao processo genético poderão estar também relacionados com a circulação de águas freáticas alcalinas (oriundas de rochas dolomíticas), como foi sugerido por Rodas *et al* (1990; 1994) para sectores similares das bacias do Tejo e Douro.

3. Tipo bacia de Castelo Branco

Os depósitos terciários da Beira-Baixa são formações detríticas, geralmente conglomeráticas, ricas em feldspatos, preenchendo duas pequenas bacias tectónicas, as de Sarzedas e Castelo Branco. O soco é constituído pelo Complexo Xisto-Grauváquico, com intrusões dos granitos plutónicos de Castelo Branco e Penamacor, e o pré-Hercínico de Salvaterra do Extremo, Zebreira e Segura, sendo também atravessado por numerosos filões. Por cima do Terciário encontram-se depósitos tipo raña, que ocupam posições topograficamente elevadas da bacia.

A paligorsquite surge associada à esmectite e ilite, em proporções idênticas nos termos basais. As esmectites predominam na parte central e a caulinite tende a aumentar para o topo, onde predomina. Na generalidade os carbonatos estão ausentes, embora existam pontualmente níveis ricos em calcite ou dolomite. Existem também outros filossilicatos, essencialmente sob a forma vestigial, como a vermiculite, pirofilite e clorite. Os conglomerados mais ricos em paligorsquite assentam directamente nos xistos, que também se encontram alterados à superfície, muitas vezes "paligorsquitizados".

Deste modo, inserem-se neste tipo os depósitos com paligorsquite das bacias de Sarzedas e Castelo Branco, pertencentes a esses termos basais, onde predomina este mineral argiloso, em contacto com o Complexo Xisto-Grauváquico. Sugere-se o processo de formação já descrito para Torrejon, Espanha (GALAN e CASTILLO, 1984), que consiste na degradação de ilite e clorite dos xistos, sob condições ácidas, e subsequente fixação do magnésio em meio alcalino.

4. Tipo Pavia

Engloba-se neste tipo as áreas pertencentes ao sector oriental do Terciário do Alto Alentejo, com enquadramento geológico essencialmente granítico, o que terá condicionado o processo genético dos minerais argilosos.

A paligorsquite surge aqui associada a arenitos e conglomerados, com associação mineralógica basal constituída por esmectite, ilite e paligorsquite, aumentando a esmectite e ilite para o topo, também associados a caulinite e eventualmente vestígios de paligorsquite. Como minerais não argilosos, destacam-se o quartzo e feldspatos, atingindo a paligorsquite proporções relativamente baixas na fracção fina, assentando directamente nos granitos.

Deste modo, nesta extremidade oriental do terciário do Alto Alentejo, a paligorsquite poderá ter sido formada por transformação de esmectites a partir de materiais graníticos alterados, sob condições alcalinas (DIAS *et al*, 1997). Esta transformação de esmectite - paligorsquite foi já anteriormente sugerida para outras bacias, por Weaver e Beck (1977), Trauth (1977), Jones e Galan (1988) e Suarez *et al* (1994).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARAHONA (1974) - *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada. Evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, Espanha.

CAILLÈRE (1951) - Palygorskite from Tafraout. *Compte Rend.* 233: pp. 697-698.

CALLEN (1984) - Clays of the palygorskite-sepiolite group: depositional environment, age and distribution. *In:* A.Singer & E. Galan, (Eds) Palygorskite-Sepiolite, occurrences, genesis and uses. *Developments in Sedimentology*, 37. Elsevier, Amsterdam: pp. 1-37.

DIAS (1993) - *Contribuição para o estudo das argilas do bordo NW da bacia Terciária do Tejo entre Rio Maior e Assentiz.* Monografia não publicada apresentada para provas de mestrado na Fac.Ciências da Univ. de Lisboa, 205 p.

DIAS & PRATES (1993) - As paligorsquites do bordo NW da bacia portuguesa do Tejo, XIII Reunião da Socied. Espanhola de Mineral. e XII Reunião da Soc. Esp. de Argilas, Castellón-Benicasim. *Boletín de la soc. Esp. de Mineralogia*, vol. 16-1: pp. 98-99.

DIAS *et al* (1994) - Palygorskite occurrences in the portuguese sector of the Tagus basin. A preliminary report. *XIII Conference on Clay Mineralogy and Petrology*, Prague, Czchec Republic. Book of abstracts.

DIAS & PRATES (1997) - Clay mineralogy, texture and chemism of the North sector Tagus basin Tertiary sediments, Castelo Branco, Portugal. The 11th International Clay Conference. Canada. Book of abstracts: pp. A 21.

DIAS *et al* (1997) - Palygorskite occurrences in the portuguese sector of the Tagus basin. A preliminary report. *Clay Minerals*, 32: pp. 323-328.

GALAN & CASTILLO (1984) - Sepiolite-Palygorskite in Spanish Tertiary Basins: genetical patterns in continental environments. *In:* A.Singer & E. Galan, (Eds) Palygorskite-Sepiolite, occurrences, genesis and uses. *Developments in Sedimentology*, 37. Elsevier, Amsterdam: pp. 87-124.

GALAN (1986) - Las arcillas como indicadores paleoambientales. Bol. Soc. Esp. Miner. 9: pp. 11-22.

GRIM (1953) - *Clay Mineralogy*. McGraw-Hill, New York.

JONES & GALAN (1988) - Sepiolite and palygorskite. Ch. 16. *In*: S.W. Bailey Ed. Min. Soc. Am. Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). *Reviews in Mineralogy*, vol 19: pp. 631-674.

MILLOT (1964) - *Géologie des argiles*, Paris, Masson.

ORDOÑEZ *et al,(* 1977) - Contribución al conocimiento mineralógico del borde SW de la Cuenca del Tajo (Toledo-San Martin de Pusa). *Estud. Geol.*, 33: pp.467-472.

RODAS *et al* (1990) - Correlation between the Paleogene detrital facies in the margins of Tajo and Duero basins (Central Spain): mineralogical, sedimentological and geomorphological characteristics. *Sci. Geol. Mem.*, 88: pp. 43-52.

RODAS *et al* (1994) - Calcretes, palycretes and silcretes in the Paleogene detrital sediments of the Duero and Tagus basins, Central –Spain. *Clay Miner.*, 29: pp. 273-286.

SCHULTZ (1964) - Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre shale. *Geol. Survey Prof. Paper* 391-C.

SINGER (1979-1980) - The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth- Sci. Reviews*, 15: pp. 303-326.

SINGER (1984 a) - The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments. A review. *Earth Sci. Reviews*, 21: pp. 251-293.

SINGER (1984 b) - Pedogenic palygorskite in the arid environments. *In:* A.Singer & E. Galan, (Eds) Palygorskite-Sepiolite, occurrences, genesis and uses. *Developments in Sedimentology*, 37. Elsevier, Amsterdam: pp. 169-177.

SUAREZ *et al* (1994) - Evidence of a precursos in the neoformation of palygorskite. New data by analytical electron microscopy. *Clay Miner.*, 29: pp. 255-264.

TRAUTH (1977) - Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continental et épicontinental tertiaire. *Sci. Geol. Mem.*, 49, 195 p.

WEAVER & BECK (1977) - Miocene of the S.E. United States; A model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. *Sed. Geol.* 17-1/2. 234 p.

Enquadramento estratigráfico do Cenozóico de Trás-os-Montes Oriental

DIAMANTINO INSUA PEREIRA*

Palavras-chave: Estratigrafia; litofácies; sedimentos; fluvial; leque aluvial; tectónica; Trás-os-Montes.

Resumo: A caracterização sedimentológica dos depósitos cenozóicos de Trás-os-Montes oriental, apresentada de forma sintética, permitiu a definição de unidades litostratigráficas regionais. A correlação com unidades descritas em regiões vizinhas suportou uma proposta de enquadramento estratigráfico dessas unidades: para a Formação de Vale Álvaro é admitida uma idade situada no Paleogénico; os dois Membros da Formação de Bragança são atribuídos às etapas situadas entre o Tortoniano superior e o Zancliano; os depósitos da Formação de Mirandela sugerem uma idade Placenciana; a Formação de Aveleda é vista como representando uma etapa fini-neogénica no Vilafranquiano superior e a Formação de Sampaio, limitada à depressão da Vilariça, é enquadrada no Plistocénico.

Key-words: Stratigraphy; lithofacies; sediments; fluvial; alluvial fan; tectonic; Trás-os-Montes (NE Portugal)

Abstract: The sedimentological characterization of the cenozoic deposits in north-east Portugal allowed the definition of a set of lithostratigraphic units. The correlation with recorded units in surrounding regions support a proposal of cronologic positioning of these units: The Vale Álvaro Formation in the Paleogene; Bragança Formation, with two members, between upper Tortonian and Zanclean; Mirandela Formation in the Placenzian; Aveleda Formation in upper Villafranquian and Sampaio Formation, limited to the Vilariça depression, suggests a Pleistocene age.

1. INTRODUÇÃO

Em Trás-os-Montes oriental os depósitos sedimentares cenozóicos estão representados na forma de reduzidas manchas dispersas sobre o Maciço Hespérico. Preenchem, na maioria dos casos, pequenas depressões associadas aos acidentes tectónicos de Mirandela e de Bragança-Vilariça, de orientação N-S e NNE-SSW, ou à movimentação de blocos limitados por falhas NW-SE e NNE-SSW no Planalto Mirandês, falhas com reduzida expressão morfológica actual. Os sedimentos, com uma espessura máxima de 80 metros no Planalto Mirandês, são predominantemente areno-conglomeráticos, com níveis argilosos intercalares, de espessura variável.

Definiram-se diversas unidades litostratigráficas regionais, posteriormente correlacionadas com unidades descritas nas bacias mais próximas - Bacias do Douro, Mondego, Tejo e Sado. O conjunto de dados obtidos suportou uma proposta de enquadramento estratigráfico das unidades definidas, bem como a interpretação das condições paleoambientais associadas, temas desenvolvidos em trabalho anterior (PEREIRA, 1997).

São em seguida resumidas as características das diversas unidades - Formações de Vale Álvaro, Bragança, Mirandela, Aveleda e Sampaio e indicadas as propostas de enquadramento estratigráfico.

2. A FORMAÇÃO DE VALE ÁLVARO

A Formação de Vale Álvaro é observada em dois pequenos afloramentos em Bragança e a leste de Macedo de Cavaleiros, respectivamente sobre os maciços de Bragança e de Morais. As rochas máficas e ultramáficas constituem as principais fontes alimentadoras dos depósitos, com cerca de 23 metros de espessura observada. A formação é constituída pelo empilhamento de várias sequências básicas positivas, com conglomerados grosseiros e muito heterométricos na base, a que se seguem arenitos e margas. A carbonatação atinge por vezes os níveis arenosos e conglomeráticos. Na fracção argilosa predominam as esmectites ou a associação esmectites+paligorskite. O conjunto de características desta unidade sugere uma sucessão de derrames do tipo *debris-flow*, aos quais se seguiu uma sedimentação mais fina, arenosa ou areno-lutítica. A limitada extensão das fontes alimentadoras e o contexto tectónico em que se insere esta unidade indicam uma sedimentação em pequenos *grabens* abertos na sequência da reactivação de falhas hercínicas. Admitem-se assim condições tectónicas activas que levantaram o Maciço de Bragança e fluxos espasmódicos de grande energia relacionados com leques aluviais.

A Formação de Vale Álvaro foi anteriormente apontada como provavelmente paleogénica (RAMALHAL, 1968; PEREIRA & AZEVÊDO, 1991). As características sedimentológicas descritas nesses trabalhos suportam a hipótese de correlação quer com o Complexo de Benfica (CARVALHO, 1968; ANTUNES, 1979; AZEVÊDO, 1991), quer com o paleogénico definido na bacia do Douro (MARTIN-SERRANO, 1988; SANTISTEBAN *et al.*, 1991a; ARMENTEROS & CORROCHANO, 1994). A correlacção da Formação de Vale Álvaro com as unidades paleogénicas referidas, é estabelecida especialmente com base nas seguintes características:

- As litofácies e sua organização vertical; predomínio de conglomerados grosseiros, com clastos pouco rolados, matriz vermelha mal calibrada, níveis finos intercalares, arenosos e margosos e níveis calcários, semelhantes ao Complexo de Benfica.

*Departamento de Ciências da Terra, Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710 Braga; insuad@ci.uminho.pt

- A imaturidade dos sedimentos, a presença de clastos de litologias variadas, com fragmentos mais instáveis conservados, as cimentações calcárias e/ou dolomíticas, são também características indicadas para os depósitos paleogénicos basais situados quer nas Bacias do Baixo Tejo e Sado quer na Bacia do Mondego.

- O predomínio da associação esmectite-paligorskite na fracção argilosa é também descrito na Formação de Benfica e Paleogénico da Bacia do Douro.

Considera-se também importante no suporte desta proposta, a identificação na região de Bragança, da discordância entre a Formação de Vale Álvaro e a Formação de Bragança.

3. A FORMAÇÃO DE BRAGANÇA

A Formação de Bragança é a mais extensa e espessa das formações observadas e tem origem num sistema fluvial entrançado situado no sector proximal da Bacia do Douro, tendo evoluído posteriormente para condições de má drenagem. Os afloramentos mais extensos situam-se no Planalto Mirandês, entre Vimioso e Sendim, onde atingem a espessura máxima de 80 metros; ocorre igualmente nas proximidades de Mirandela, Bragança e Macedo de Cavaleiros. As características petrográficas constituem o suporte para a individualização desta unidade, mas não constituem critério para a distinção dos dois membros considerados - Membros de Castro (inferior) e de Atalaia (superior), que se efectuou com base nas características granulométricas e natureza do contacto:

- O Membro de Castro, com tendência granodecrescente, é constituído na base por níveis conglomeráticos polimíticos, grosseiros e avermelhados e no topo por um nível lutítico, geralmente espesso e com esmectite dominante.

- O Membro de Atalaia, ravinante sobre o membro inferior, é predominantemente areno-conglomerático, polimítico, de cor vermelha e não apresenta uma tendência granulométrica marcada. Entre os dois membros define-se um contacto de 6ª ordem (MIALL, 1996), uma descontinuidade com valor regional, associada a uma fase de reactivação tectónica.

O enquadramento da Formação de Bragança no Neogénico é compatível com a correlação litostratigráfica que se faz, quer com os depósitos neogénicos da Bacia do Douro, quer com depósitos continentais neogénicos portugueses. De acordo com os critérios de enquadramento estratigráfico propostos para o enchimento neogénico continental das bacias portuguesas (CUNHA, 1992; 1996), propomos para a Formação de Bragança uma idade situada entre o Tortoniano superior e o Zancliano. Propõe-se a correspondência do Membro de Castro com SLD11 (Tortoniano superior a Messiniano inferior) e do Membro de Atalaia com SLD12 (Messiniano superior a Zancliano). Segundo este critério, a Formação de Bragança é limitada inferiormente pela ruptura intra-Tortoniano e a ruptura intra-Messiniana separa os dois membros. Contudo, deve notar-se que às *Séries Rojas* do bordo ocidental da bacia do Douro, com características semelhantes à Formação de Bragança, é atribuída uma idade situada no Miocénico inferior (MARTIN-SERRANO, 1988; SANTISTEBAN *et al.*, 1991b).

4. A FORMAÇÃO DE MIRANDELA

Os depósitos que constituem esta unidade, com espessura superior a 30 metros nas proximidades de Mirandela, caracterizam-se pelo predomínio de litofácies conglomeráticas, de cor esbranquiçada ou amarelada, maciças ou com organização incipiente, representando essencialmente a deposição em fundo de canal, com reduzida representação de barras conglomeráticas. Dominam os clastos quartzosos e quartzíticos dispostos numa matriz arenosa quartzo-feldspática. Alguns níveis arenosos e raros leitos lutíticos, de reduzida extensão lateral e vertical, culminam sequências granodecrescentes. A caulinite é largamente predominante na fracção argilosa.

A arquitectura deposicional e a morfologia dos contactos traduzem o preenchimento de dois paleovales estreitos e profundos, no fundo de uma depressão tectónica orientada segundo N-S, segundo um modelo fluvial entrançado de baixa sinuosidade. Por comparação com as características das formações anteriores, relacionou-se este episódio com um novo impulso tectónico que poderá ter aberto a depressão de Mirandela a um regime definitivamente exorreico, percursor da rede actual atlântica. O contínuo carácter grosseiro do enchimento, sem tendência granulométrica, sugere a adaptação ao encaixe da rede exorreica como resultado do soerguimento regional.

De acordo com as características e correlações estratigráficas estabelecidas, nomeadamente com depósitos fluviais siliciclásticos, resultantes de processo caulinizante e que são particularmente desenvolvidos nas bacias do Mondego, Baixo Tejo e Sado, admite-se-se o seu enquadramento na SLD13 (Placenciano). Esta formação deverá relacionar-se com uma fase de movimentação, que em Trás-os-Montes oriental se regista unicamente no acidente tectónico de Mirandela, correspondente à ruptura Ibero-Manchega I (3.5 Ma) (CALVO *et al.*, 1993).

5. A FORMAÇÃO DE AVELEDA

A Formação de Aveleda é constituída por depósitos vermelhos superficiais que ocorrem em pequenos afloramentos com reduzida espessura, mas mais desenvolvidos na base de relevos. São materiais conglomeráticos de matriz lutítica abundante, com clastos de desgaste reduzido, predominantemente quartzosos e quartzíticos e fracção argilosa com largo predomínio de ilite e caulinite. Ocorrem sobre uma superfície aplanada que marca a descontinuidade com as formações mais antigas. Estão nestas condições as ocorrências do Planalto Mirandês, os

depósitos de Sucções em Mirandela e os depósitos de Aveleda, Rio de Onor e Pinela nas proximidades de Bragança. Em alguns casos interpretaram-se condições em que depósitos semelhantes ocupam posição na base de pequenas depressões em sectores do acidente Bragança-Vilariça (Sortes, Sta. Combinha e Castelãos). Em face dessa posição, evoluiram em condições de drenagem deficiente, favorecendo as transformações no sentido da formação de interestatificados expansivos e alguma esmectite.

Em face das suas características, a Formação de Aveleda é vista como representando um etapa fini-neogénica (Vilafraquiano superior), na sequência de condições tectónicas e climáticas particulares. Nos domínios que se supõem tectonicamente pouco activos nesta fase, como o Planalto Mirandês, a sedimentação ocorreu muito limitada ao sopé dos relevos de resistência quartzítica que se elevam acima da superfície de aplanamento, em resposta às chuvas concentradas que terão ocorrido durante esta etapa final do Pliocénico.

Na Península Ibérica tem sido referido esta etapa independente, correspondente às rañas, posterior a depósitos fluviais do Pliocénico superior e anterior aos terraços quaternários; este episódio reflecte condições morfológicas e climáticas bem diferenciadas (AZEVÊDO, 1993; CABRAL, 1995; PIMENTEL, 1997). Nos domínios tectonicamente activos, os derrames na forma de leques aluviais terão constituído a resposta à fase tectónica Ibero-Manchega II (2.6 Ma) (CALVO *et al.*, 1993), com reactivação das escarpas de falha, sob condições de clima que se tornam progressivamente mais secos para o fim do Pliocénico. Os depósitos da Formação de Aveleda constituiram assim um episódio independente (SLD14) relativamente ao episódio anterior com características fluviais (SLD13).

6. A FORMAÇÃO DE SAMPAIO E OS TERRAÇOS DO DOURO

A Formação de Sampaio é constituída pelos depósitos predominantemente conglomeráticos avermelhados que se dispõem ao longo do vale da Vilariça. A sua composição é variável ao longo do vale, reflectindo a modificação das fontes alimentadoras próximas situadas nas vertentes. Os clastos, subangulosos a subrolados, maioritariamente de quartzitos, filitos e quartzo estão suportados numa matriz predominantemente lutítica, com andaluzite e granadas dominantes na fracção pesada. A sul, a alimentação granítica é traduzida pelo carácter mais arenoso da matriz e predomínio de quartzo e feldspato; na fracção pesada a turmalina torna-se dominante. A fracção argilosa dos depósitos da Formação de Sampaio é constituída por uma mistura de caulinite, ilite, esmectite e goethite.

No sector sul do vale da Vilariça, os terraço do Douro, situados entre 50 e 35 metros acima do talvegue, são constituídos maioritariamente por níveis conglomeráticos, por vezes com grandes blocos, até 70 cm, com clastos rolados de proveniência longínqua, aos quais se juntam elementos de proveniência regional. Os terraços constituídos por acreção e abandono de barras, junto às grandes curvaturas do Pocinho e da foz do Sabor, revelam alguns níveis predominantemente arenosos de cor avermelhada, constituição e aspecto semelhantes à matriz dos conglomerados. A fracção argilosa é constituída por uma mistura de caulinite, ilite, esmectite e goethite.

A Formação de Sampaio situa-se entre 50 e 25 metros acima do talvegue. Existe uma relação entre a sedimentologia dos depósitos e a natureza litológica do substrato nas zonas de cabeceira. A disposição dos depósitos no vale de orientação NNE-SSW, está relacionada com as principais incisões que se observam actualmente, provocadas pelo encaixe da Ribeira da Vilariça e dos cursos tributários tranversais ao vale principal. Este último facto indicia uma provável idade plistocénica para estes sedimentos, cuja deposição se relaciona com a disposição actual da rede de drenagem. Por outro lado, a sul (do Pocinho à foz do Sabor), os depósitos de terraço do Douro dispõem-se também entre 50 e 30 metros acima do leito actual. Apesar daquela relação, à Formação de Sampaio associa-se um modelo de deposição distinto relativamente ao terraços do Douro; as características granulométricas, as litofácies e a sua disposição permitem atribuir uma origem essencialmente em leques aluviais no sopé dos relevos da margem direita (PEREIRA & AZEVÊDO, 1995).

BIBLIOGRAFIA

ANTUNES, M. T. (1979) - Ensaio de síntese crítica acerca do Cretácico terminal e do Paleogénico de Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, 5, pp. 145-174.

ARMENTEROS, I. & CORROCHANO, A. (1994) - Lacustrine record in the continental Tertiary Duero Bassin (northern Spain). *In*: E. Gierlowski & K. Kelts, (Eds), Global Record of Lacustrine basins, vol. 1 *Cambridge University Press*, pp. 47-52.

AZEVÊDO, T. M. (1991) - Essai de reconstituion Paleogéographique du Bassin de Lisbonne au Paléogène. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (Parte B), pp. 525-564.

AZEVÊDO, T. M. (1993) - La raña de Marco Furado (Península de Setúbal, al sur de Lisboa). *Centro de Ciencias Medioambientales*, Monografias 2, La Raña en España y Portugal, pp. 51-58. Madrid.

CABRAL, J. (1995) - Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, 31, 265p. Lisboa.

CALVO, J. P., DAAMS, R., MORALES, J., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., AGUSTI, J., ANADON, P., ARMENTEROS, I., CABRERA, L., CIVIS, J., CORROCHANO, A., DÍAZ-MOLINA, M., ELIZAGA, E., HOYOS, M., MARTIN-SUAREZ, E., MARTÍNEZ, J., MOISSENET, E., MUNOZ, A., PEREZ-GARCIA, A., PEREZ-GONZALEZ, A., PORTERO, J. M., ROBLES, F., SANTISTEBAN, C. & TORRES, T., VANDER MEULEM, A. J., VERA, J.A. & MEIM, P. (1993) - Up-to-date spanish continental neogene syntesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4), pp. 29-40.

CARVALHO, A. G. (1968) - Contribuição para o conhecimento geológico da bacia do Tejo. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 15, 217 p.

CUNHA, P. P. (1992) - Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra. Dissertação de doutoramento. Dep. Ciências da Terra, Univ. Coimbra, 262 p.

CUNHA, P. P. (1996) - Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, 81, pp. 87-130.

MARTIN-SERRANO, A. (1988) - El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico. *Instituto de Estudios Zamoranos "Florian de Ocampo"*, Zamora, 311 p.

MIALL, A. D. (1996) - The geology of fluvial deposits; sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. *Springer-Verlag*, 582 p. New York.

PEREIRA, D. I. (1997) - Sedimentologia e Estratigrafia do Cenozóico de Trás-os-Montes oriental (NE Portugal). Dissertação de doutoramento. Universidade do Minho, 341 p. Braga.

PEREIRA, D. I. & AZEVÊDO, T. M. (1991) - Origem e evolução dos depósitos de cobertura da região de Bragança. *Mem. Not. Pub. Mus. Min. Geol. Univ. Coimbra,* 112 (A), pp. 247-265. Coimbra.

PEREIRA, D. I. & AZEVÊDO, T. M. (1995) - Evolução quaternária do graben da Vilariça (Trás-os-Montes, NE Portugal). *Cuadernos do Laboratório Xeolóxico de Laxe*, 20, pp. 123-137. Corunha.

PIMENTEL, N. (1997) - Terciário da Bacia do Sado, sedimentologia e análise tectono-sedimentar. Dissertação de doutoramento. Universidade de Lisboa, 381p.

RAMALHAL, F. J. S. (1968) - Estudo geológico e sedimentológico dos depósitos discordantes dos arredores de Bragança. *Instituto de Investigação Científica de Angola*. Luanda.

SANTISTEBAN, J. I., MEDIAVILLA, R. & MARTIN-SERRANO, A. (1991a): El Paleógeno del sector suroccidental de la cuenca del Duero: nueva división estratigráfica y controles sobre su sedimentación. *Acta Geologica Hispanica*, 26 (2), pp. 133-148.

SANTISTEBAN, J. I., MARTIN-SERRANO, A., MEDIAVILLA, R. & MOLINA, E. (1991b): Introduccion a la estratigrafia del terciario del SO de la cuenca del Duero. Blanco, j.a. *et al.* (Coords.), Alteraciones y paleoalteraciones en la morfologia del oeste peninsular - Zocalo Hercinico y Cuencas Terciárias. *ITGE/SEG. Monografia 6*, pp. 185-198.

Sequências deposicionais, biostratigrafia e idades isotópicas do Miocénico da bacia do Baixo Tejo (Lisboa, Península de Setúbal, Portugal)*

M. TELLES ANTUNES[a,b,1], H. ELDERFIELD[c, 2], P. LEGOINHA[b, 3], A. NASCIMENTO[b, 3], & J. PAIS[b, 4]

Palavras chave: litostratigrafia, biostratigrafia, foraminíferos, mamíferos, ostracodos, sequências deposicionais, idades $^{87}Sr/^{86}Sr$, Miocénico, bacia do Baixo Tejo, Portugal.

Resumo: Apresenta-se um quadro estratigráfico para o Miocénico da parte terminal da Bacia do Baixo Tejo (Península de Setúbal e Lisboa). Inclui a biostratigrafia, baseada nos foraminíferos planctónicos e nos mamíferos, idades isotópicas K/Ar e $^{87}Sr/^{86}Sr$, e são definidas 8 sequências deposicionais enquadradas por superfícies transgressivas.

Key-words: lithostratigraphy, biostratigraphy, foraminifera, mammals, ostracoda, depositional sequences, $^{87}Sr/^{86}Sr$ ages, Miocene, lower Tagus basin, Portugal.

Abstract: Lithostratigraphy, main biostratigraphic events (first and last occcurrence), $^{87}Sr/^{86}Sr$ as well as K/Ar isotopic ages, are presented for the Lower Tagus basin (LTB) Miocene (Lisboa and Peninsula de Setúbal regions). Eight depositional sequences (DS) delimited by regional disconformities related with transgressive surfaces are defined.

INTRODUÇÃO

Extensão secundária da Ibéria no Terciário antigo conduziu à diferenciação de grabens NNE-SSW um dos quais veio a constituir a Bacia do Baixo Tejo. O enchimento desta depressão foi feito, em parte, com depósitos miocénicos que atingem cerca de 1200m de espessura máxima. Está representado o Miocénico inferior (Aquitaniano) até a parte inferior do Miocénico superior (Tortoniano inferior). Encimam o conjunto depósitos com características marinhas, em descontinuidade sobre os anteriores, de idade mal estabelecida (talvez ainda miocénicos).

A sedimentação miocénica da região de Lisboa e da Península de Setúbal deu-se na interface dos ambientes marinhos e continentais. Os últimos estão particularmente bem representados na região de Lisboa. Tem sido possível estabelecer correlações entre fácies marinhas e continentais. Ainda que, desde 1973, hajam sido evidenciados ciclos sedimentares, muitos dados vieram entretanto a ser obtidos, justificando novas sínteses. No que diz respeito a trabalhos anteriores ver ANTUNES & PAIS (1993) e ANTUNES *et al.* (1996b).

Do ponto de vista biostratigráfico, os foraminíferos planctónicos nos ambientes marinhos, e os mamíferos nos ambientes continentais, são os melhores indicadores. Foram feitos ensaios de magnetostratigrafia com resultados pouco satisfatórios. Têm vindo a ser obtidas datações isotópicas K/Ar sobre glauconites e $^{87}Sr/^{86}Sr$ sobre conchas de moluscos.

A abundância de fósseis — dinoflagelados, pólenes e esporos, nanoplâncton calcário, algas, macrorrestos vegetais, ostracodos e outros crustáceos, moluscos, equinodermes, peixes, répteis, mamíferos, bem como os isótopos de O e C, fornecem dados úteis para interpretações paleoecológicas.

Todavia, algumas unidades são melhor conhecidas que outras. Variações laterais de fácies são fonte de dificuldades, nomeadamente no que diz respeito a correlações entre as unidades litostratigráficas clássicas da região de Lisboa (COTTER, 1956) e os depósitos da Península de Setúbal.

Outra fonte de problemas resulta das correlações entre escalas biostratigráficas, nomeadamente entre unidades de mamíferos e biozonas de foraminíferos planctónicos; na verdade são reconhecíveis em Lisboa mais associações de mamíferos (diferentes em consequência de extinções, imigrações e micro-evolução) do que as registadas para o mesmo intervalo de tempo na escala biostratigráfica geral. Algumas unidades de mamíferos deviam ser objecto de profunda revisão de âmbito europeu, atendendo às datações concretas e a correlações com as unidades marinhas.

Apesar destas dificuldades, a bacia do Baixo Tejo reúne excelentes condições para o estabelecimento de correlações entre ambientes marinhos e continentais, pelo menos no que diz respeito ao Miocénico inferior.

(*) – Projecto Praxis XXI "Neogénico e Quaternário da margem atlântica da Ibéria e transformações globais" (Fundação para a Ciência e Tecnologia).

a - Academia das Ciências de Lisboa.
b - Centro de Estudos Geológicos, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Quinta da Torre, 2825 Monte de Caparica, Portugal.
URL: http://www.si.fct.unl.pt/units/dct/CEGUNLP/CEGDCT.html.
c - Department of Earth Sciences, University of Cambridge, Downing Street, Cambridge CB2 3EQ, UK.
1 - mta@mail.fct.unl.pt; 2 - he101@esc.cam.ac.uk; 3 - pal@mail.fct.unl.pt; 4 - jjp@mail.fct.unl.pt

SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS, BIOSTRATIGRAFIA E IDADES ISOTÓPICAS

No presente trabalho apresentam-se a litostratigrafia, os principais acontecimentos biostratigráficos (primeira e última aparição — FO e LO) e datações isotópicas K/Ar e $^{87}Sr/^{86}Sr$ do Miocénico da parte terminal da bacia do Baixo Tejo (Lisboa e Península de Setúbal). Na Fig. 2 estão representadas esquematicamente as unidades alinhadas segundo o perfil ilustrado na Fig. 1.

Foram definidas 8 sequências deposicionais (DS) limitadas por superfícies de descontinuidade regionais relacionadas com superfícies transgressivas (Fig. 2) (ANTUNES *et al.* 1998).

Sequência deposicional (**DS**) **A** (Aquitaniano); Biostratigrafia: pequenos mamíferos do Km. 10: MN2 (?MN3); ostracodos - fauna Aquitaniana. Idade isotópica: glauconites (K/Ar), valores entre 19 e 24 Ma. Idade $^{87}Sr/^{86}Sr$ a partir dos mesmos níveis de glauconite: 22.3 (+0.4-0.7) Ma; Km 10 da Auto estrada do Norte (fora da região do perfil) 24.0(±1.0) Ma. Limites inferior e superior mal estabelecidos.

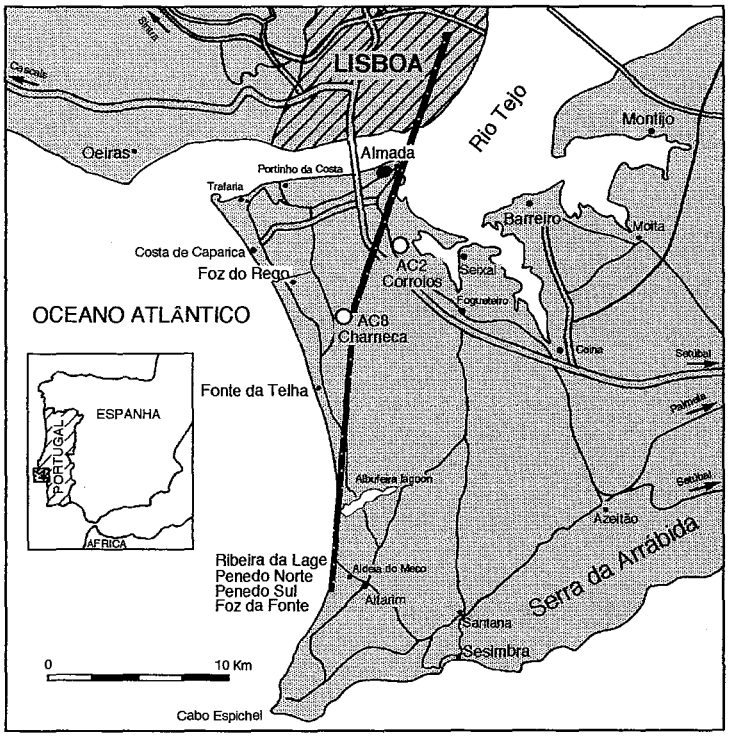


Fig. 1 - Regiões de Lisboa e da Península de Setúbal e localização geográfica do perfil correspondente à Fig. 2.

DS B0 (Burdigaliano inferior). Biostratigrafia: foraminíferos - FO *Globigerinoides altiaperturus* (N5); mamíferos: FO *Brachyodus intermedius* (MN3); ostracodos - LO *Hemicyprideis helvetica* e *Pokornyella lusitanica.* Idade $^{87}Sr/^{86}Sr$: Foz da Fonte - 19.5(±0.2) Ma, Penedo Sul (base) - 20.0(±0.4) Ma; Almada (topo) - 18.3(+0.4-0.2) Ma. Jazidas de mamíferos: Av. do Uruguai - 21.5(+0.5-0.3) Ma; Univ. Católica - 20.5(+0.3-0.2) Ma.

DS B1 (Burdigaliano médio). Biostratigrafia: foraminíferos - *Catapsydrax unicavus* e *Globigerinoides altiaperturus* (N6); mamíferos - FO de *Gomphotherium*, LO de *Brachyodus* (MN4); ostracodos - LO *Ruggieria (R.) micheliniana, Cnestocythere truncata, Pokorniella minor* and *Triebelina raripila.* Idade $^{87}Sr/^{86}Sr$: Foz da Fonte 19.7 (+0.3-0.2) a 18.5(+0.2-0.5) Ma; Quinta das Pedreiras (Lumiar) 17.5(+0.2-0.3) Ma.

DS B2 (Burdigaliano superior). Biostratigrafia: mamíferos - FO *Bunolistriodon* e *Megacricetodon primitivus* (MN4); ostracodos - LO *Miocyprideis fortisensis*;. Idade $^{87}Sr/^{86}Sr$: Penedo Norte - 17.7(+0.7-0.5) Ma; 17.8(+0.7-0.5) Ma; Quinta das Pedreiras (Lumiar) 17.3(+0.2-0.3) Ma.

DS L1 (Burdigaliano superior e Langhiano). Biostratigrafia: foraminíferos - FO *Praeorbulina* (N8); mamíferos - FO (parte superior) *Hispanotherium* e *Megacricetodon collongensis*, LO *M. primitivus* (MN5); ostracodos - FO *Pterigocythereis (P.) siveteri* e *Loxoconcha (L.) ducasseae*; Idade $^{87}Sr/^{86}Sr$: Penedo Norte - 17.3(+0.6-0.5)Ma.

DS S1 (Langhiano superior e Serravaliano). Biostratigrafia: foraminíferos - FO *Orbulina suturalis, O. universa* e *Globorotalia* cf. *menardii*; ostracodos - FO *Aurila (U.) oblonga, Ruggieria (R.) nuda, R. tetraptera tetraptera, Nonurocythereis seminulum, Pterygocythereis (P.) jonesi* e *Olinfalunia costata.* Idade $^{87}Sr/^{86}Sr$: Chelas - 14.7(+1.5-0.5)Ma, Almada (Brielas) (parte inferior) - 14.0(±0.4)Ma, Penedo (parte superior) - 12.5(+1.0-2.0)Ma.

DS S2? (Serravaliano superior) mal caracterizado devido a forte condensação (Foz da Fonte-Rib. Lage) e a os afloramentos serem maus na região de Lisboa. Biostratigrafia: foraminíferos - LO *Globigerinoides subquadratus* (topo).

DS T1 (Tortoniano). Biostratigrafia: foraminíferos - LO *Globorotalia mayeri* (parte inferior); FO *Neogloboquadrina acostaensis* (parte superior); ostracodos - FO *Aurila (U.) zbyszewskii, Celtia quadridentata* e *Cytheretta (C.) simplex.* Idades isotópicas: Penedo Norte: K/Ar - 10.95±0.25 Ma; $^{87}Sr/^{86}Sr$ - 11.3(+1.7-2.8)Ma; Almada (Foz do Rego) - 8.3(+1.9-3.3)Ma; Fonte da Telha 5.2(+3.1-1.2)Ma; Portela de Sacavém 11.6(+1.4-0.6) Ma.

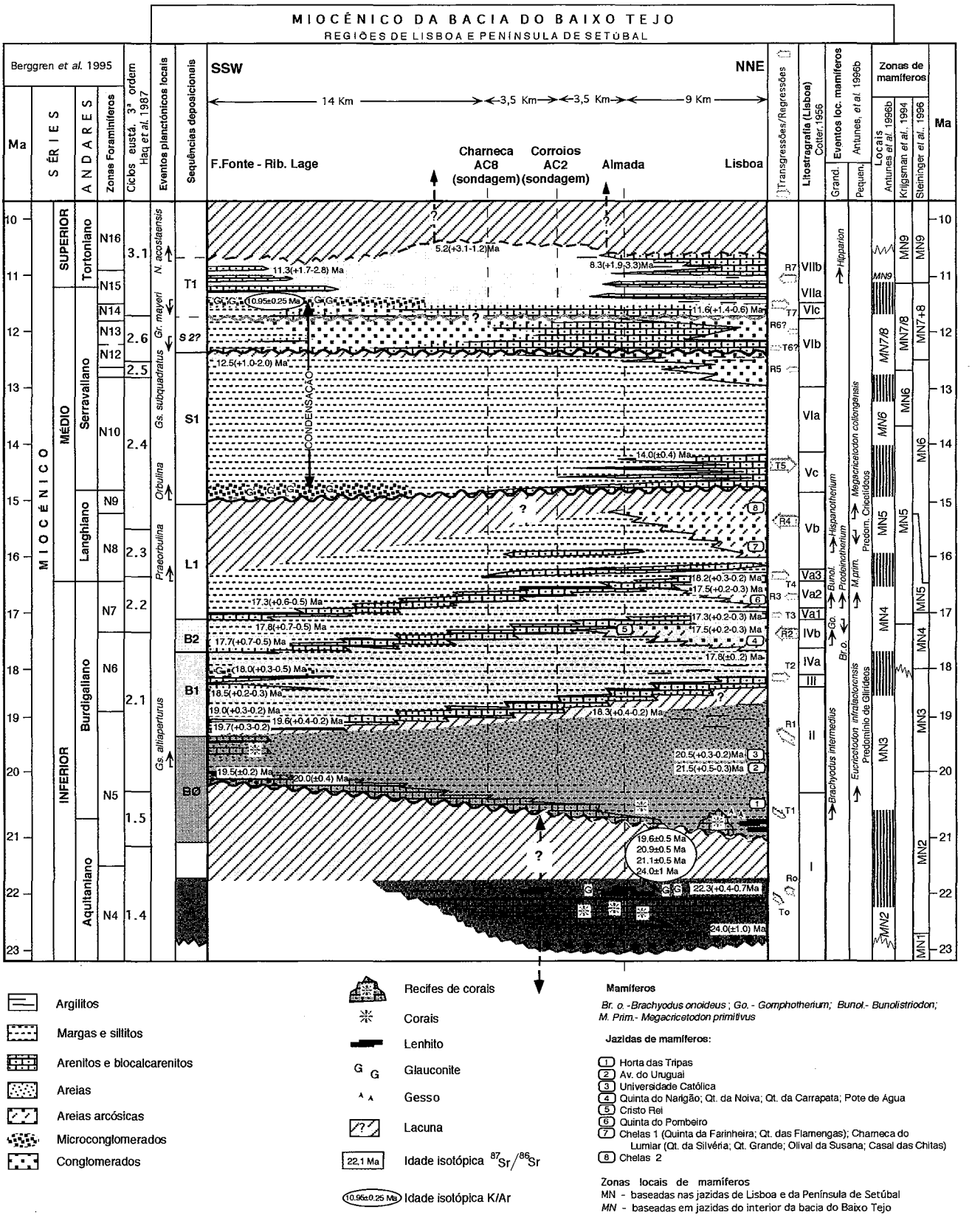


Fig. 2 – Quadro estratigráfico para o Miocénico da parte terminal da Bacia do Baixo Tejo (Lisboa e Península de Setúbal).

BIBLIOGRAFIA MAIS IMPORTANTE

ANTUNES, M.T. (1984) - Essai de synthèse sur les mammifères du Miocène du Portugal. Vol. d'hommage au géologue G. Zbyszewski, *Ed. Recherche sur les Civilisations*, Paris, pp. 301-323.

ANTUNES, M.T. (1990) - The proboscidean data, age and paleogeography - evidence from the Miocene of Lisbon. *European Neogene Mammal Chronology*, Edt. E.H. Lindsay *et al.*, Plenum Press, New York, pp. 253-262.

ANTUNES, M.T., CIVIS, J., GONZALEZ-DELGADO, J.A., LEGOINHA, P. NASCIMENTO, A. & PAIS, J. (1996a) - Miocene stable isotopes ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$) biostratigraphy and environments in the southern limb of the Albufeira syncline (Setúbal Peninsula, Portugal). *Geogaceta*, 21, pp. 21-24.

ANTUNES, M.T.; ELDERFIELD, H.; LEGOINHA, P. & PAIS, J., (1998) - A Stratigraphic framework for the Miocene from the Lower Tagus Basin (Lisbon, Setúbal Peninsula, Portugal). Depositional sequences, biostratigraphy and isotopic ages. *Bol. Soc. Geol. España* (em publicação).

ANTUNES, M.T., GINSBURG, L., TORQUATO, J.R. & UBALDO, M. (1973) - Age des couches à mammifères de la basse vallée du Tage (Portugal) et de la Loire moyenne (France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 277, sér. D, pp. 2313-2316.

ANTUNES, M.T.; LEGOINHA, P.; NASCIMENTO, A. & PAIS, J. (1996b) - The evolution of the lower Tagus basin (Lisbon and Setúbal Peninsula, Portugal from Lower to early Middle Miocene. *Géologie de la France*, B.R.G.M., 4, pp. 59-77.

ANTUNES, M. T. & MEIN, P. (1986b) - Petits mammifères du Burdigalien inférieur (Universidade Católica, Avenida do Uruguay). *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 8, pp. 123-138.

ANTUNES, M.T. & MEIN, P. (1992) - Les plus anciens mammifères terrestres du Miocène marin de Lisbonne - le gisement du km10. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 11, pp. 127-140.

ANTUNES, M. T. & PAIS, J. (1993) - The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 12, pp. 7-22.

ANTUNES, M. T., PAIS, J. & LEGOINHA, P. (1992) - Excursion A. Neogene deposits of Lisboa and Setúbal Peninsula. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, nº especial II, pp. 29-35.

BERGGREN, W. A., KENT, D. V., AUBRY, M.-P. & HARDENBOL, J. (1995) - Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. *SEPM Special Publication* 54, 386 p.

COTTER, J.C.B. (1956) - O Miocénico marinho de Lisboa. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, XXXVI, suplemento, 170 p.

KRIJGMAM, W., LANGEREIS, C.G., DAAMS, R., MEULEN, A.J. VAN DER (1994) - Magnetostratigraphic dating of the middle Miocene climate change in the continental deposits of the Aragonian type area in the Catalayud-Teruel basin (Central Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128, pp. 513-526.

LEGOINHA, P. (1993) - *Miocénico da Península de Setúbal (Faixa ocidental a Sul da Lagoa de Albufeira). Foraminíferos, biostratigrafia e paleoambientes.* Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, UNL, 78p., 12 est.

NASCIMENTO, A. (1983) - The ostracoda fauna of the portuguese Neogene and its relationship to those from the Atlantic and Mediterranean Basins, *in* Applications of Ostracoda. *Proceedings Eighth Intern. Symposium on Ostracoda*, R. F. Maddocks edit., Houston, pp. 429-436.

NASCIMENTO, A. (1990) - Tentative ostracode biozonation of the Portuguese Neogene. *Cour. Forsch.- Inst. Senckenberg*, Frankfurt am Main, 123, pp. 181-190.

SEN, S., ANTUNES, M. T., PAIS, J. & LEGOINHA, P. (1992) - Bio and magnetostratigraphy of two Lower Miocene sections, Tagus basin (Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 11, pp. 173-184.

STEININGER, F.F., BERGGREN, W.A., KENT, D.V., BERNOR, R.L., SEN,, S. & AGUSTI, J. (1996) - 2 Circum-Mediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) marine-continental chronologic correlations of European Mammal Units. *Columbia University Press*, pp. 7-46.

ZBYSZEWSKI, G. (1957) - Le Burdigalien de Lisbonne. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, XXXVIII, pp. 91-215.

ZBYSZEWSKI, G. (1962) - Considérations sur la position stratigraphique de l'Aquitanien portugais. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, XLVI, pp. 297-316.

ZBYSZEWSKI, G. (1964a) - L'Aquitanien du Portugal et sa place stratigraphique. Instituto Lucas Mallada, C.S.I.C. (España), *Cursillos y Conferencias*, 9, pp. 9-12.

Miocénico inferior de Carcavelos (foraminíferos, palinomorfos e datações isotópicas)*

PAULO LEGOINHA [1, a], LÍGIA SOUSA [1, b] & JOÃO PAIS [1, c]

Palavras-chave: foraminíferos, palinomorfos, datações isotópicas, Burdigaliano, Bacia do Baixo Tejo, Carcavelos, Portugal.

Resumo: Efectuou-se o estudo de foraminíferos, palinomorfos e obtiveram-se datações isotópicas do Miocénico de Carcavelos. Os depósitos correlacionam-se com as divisões II, III e IVa (início) e com as sequências deposicionais B0 e B1. Os foraminíferos indicam o Burdigaliano inferior (N5–N6) e as datações isotópicas sugerem 20 a 19.4Ma. Os foraminíferos e palinomorfos são mais numerosos e diversificados nos sedimentos relacionados com o início da transgressão burdigaliana representados na parte superior do corte.

Key-words: foraminifera, palinomorphs, isotopic age, Burdigalian, Lower Tagus Basin, Carcavelos, Portugal.

Abstract: Foraminifera and palinomorphs from the Miocene of Carcavelos were studied, and Sr isotopic ages obtained from moluscs. The deposits are correlated with units II, III, IVa (lower part) and with depositional sequences B0 and B1. Forams indicate the N5-N6 biozones (Lower Burdigalian) and isotopic ages give 20 to 19.4Ma. Foraminifera and palinomorphs are more frequent and diversified on the upper part of the section, which is related with the beginning of the burdigalian transgression.

INTRODUÇÃO

Apresentam-se novos dados relativos a foraminíferos e palinomorfos e discute-se a posição estratigráfica do Miocénico da praia de Carcavelos (figs.1-2).

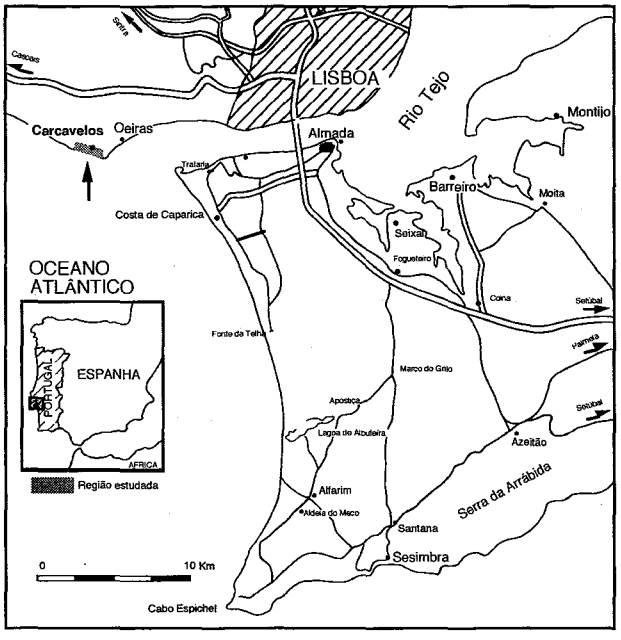


Fig. 1 – Localização geográfica do corte de Carcavelos.

Os depósitos miocénicos assentam em discordância na Formação de Galé [Cretácico, Albiano inferior a Vraconiano (REY, 1992)]. CHOFFAT (1950) incluiu o conjunto de estratos observáveis no Burdigaliano (divisões II e III, COTTER *in* DOLLFUS *et al.*, 1903-04). Indica que os sedimentos que separam a divisão III do substrato basáltico se vão reduzindo consideravelmente a partir do Vale de Oeiras (Este de Carcavelos) e que é difícil a sua correlação com as div. I e/ou II da região de Lisboa.

HAGUENAUER (1973) fez o estudo sedimentológico. Na descrição do corte afirma que as sequências da base com espessura reduzida (actualmente cobertas pela areia da praia), apresentam uma camada estromatolítica no topo. Estão truncadas por episódios de sedimentação grosseira. Ocorrem leitos de calhaus e de areias com morfoscopia fluvial. Uma das sequências inferiores corresponde a incursão fluvial de alta energia, com clastos de grandes dimensões; erosiona bancos de ostras dando lugar a um conglomerado a que sucedem siltitos com fauna salobra e bioturbação de tipo *Ophiomorpha.* As litofácies de alta energia (conglomeráticas e arenosas) assentam sobre siltitos através de uma superfície

* Projecto Praxis XXI "Neogénico e Quaternário da Margem Atlântica da Ibéria e transformações globais" (2/2.1/CTA/106/94).
[1] Centro de Estudos Geológicos, Dep. Ciências da Terra da FCT/UNL, Quinta da Torre, 2825 Monte de Caparica.
[a] pal@mail.fct.unl.pt
[b] ls@mail.fct.unl.pt
[c] jjp@mail.fct.unl.pt

muito ondulada. Os grãos de quartzo da fracção arenosa correspondem a duas populações: uns denunciam trabalho marinho outros são fluviais. O estudo da microfauna revelou, também, mistura de organismos marinhos litorais e salobros. Seguem-se sequências menos espessas, com microfauna e figuras sedimentares que sugerem primeiro ambientes mediolitoral e, depois, infralitoral com recifes de corais.

RAMALHO *et al.* (1981) referem os depósitos de Carcavelos retomando os estudos de HAGUENAUER (1973).

NASCIMENTO (1988) estudou os ostracodos. Indica estarem melhor representadas as formas do infralitoral-circalitoral, embora ocorram espécies do salobro-litoral e do litoral-infralitoral. Concluiu tratar-se de episódio transgressivo numa baía onde terá existido ambiente salobro.

ESTUDO MICROPALEONTOLÓGICO

Foraminíferos

As amostras estudadas (fig. 2) contêm foraminíferos bentónicos e planctónicos. Ocorrem *Globigerina* spp., *Globigerina angustiumbilicata*, *Ga. praebulloides*, *Globigerinoides altiaperturus*, *Gs. trilobus*, *Gs. immaturus*, *Gs. sacculifer*, *Gs. subquadratus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Gq. altispira*, *Globorotalia acrostoma*, *Gr. peripheroronda* e *Globorotaloides sp.* A associação indica o Burdigaliano inferior (N5 a N6). As amostras CC7 e CC11 são as mais ricas de formas planctónicas.

Os foraminíferos bentónicos são frequentes a abundantes. Estão representados *Ammonia beccarii*, *Amphistegina* sp., *Asterigerinata* sp. , *Cibicides* spp., *Dentalina* spp., *Discorbis* sp., *Elphidium* spp., *Globulina* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* spp., *Nonion* sp., *Operculina* sp., *Planulina* sp., *Quinqueloculina seminulum* e *Textularia* spp.. As associações indicam ambientes infralitorais. A ocorrência (escassa) de *Bulimina* sp., *Reussela* sp. e *Uvigerina* sp. nas amostras CC7 e CC9 sugere aumento de profundidade.

Relativamente a grandes foraminíferos bentónicos, CARALP & HAGUENAUER (1969; *in* HAGUENAUER, 1973) assinalam *Miogypsinoides bantamensis*, *Miogypsinoides dehaarti*, *Miogypsina gunteri*, *Miogypsina globulina* e *Miogypsina mediterranea.* Estas formas permitem correlação com a biozona SB25 de grandes foraminíferos do Burdigaliano inferior da Bacia da Aquitânia (CAHUZAC & POIGNANT, 1997).

Palinomorfos (dinoflagelados, esporos e pólenes)

Em geral, a amostragem efectuada (fig. 2) é pobre de palinomorfos. Os dinoflagelados e os pólenes são mais frequentes que os esporos. Os dinoflagelados ocorrem na parte superior do corte (CC5, CC7, CC9 e CC10). Sugerem aumento de profundidade e salinidade. A amostra CC9 é muito rica de *Exochosphaeridium* spp., *Polysphaeridium zoharyi*, *Spiniferites pseudofurcatus* e *Spiniferites* spp. Na amostra CC5 ocorre *Cribroperidinium* spp. enquanto *Cerebrocysta* spp. e *Lingulodinium* spp. aparecem na amostra CC7.

Polysphaeridium zoharyi vive em áreas restritas das Caraíbas, Bermudas (onde apresenta a maior concentração), SE dos Estados Unidos, Mediterrâneo, e pontualmente no NW de Africa; prefere ambientes tropicais a subtropicais (Harland 1983).

Spiniferites tem alguma preferência por ambientes neríticos. Todavia, a ecologia das espécies deste género ainda não é bem conhecida.

Pólenes bialados e compostas estão presentes em quase todas as amostras. Foram encontrados esporos na amostra CC10 (*Phaeoceros* spp.); *Tythodiscus* sp. encontra-se representado na amostra CC7.

DATAÇÕES ISOTÓPICAS

Foram obtidas datações de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (H. Elderfield, Univ de Cambridge) a partir de conchas de moluscos (pectinídeos e ostreídeos). Os valores obtidos levantam alguns problemas. Na parte inferior do corte o resultado foi de 19,7(+0.3-0.2)Ma, embora logo acima seja 22,1(+0.3-0.7)Ma. Na parte superior do corte foram obtidos 19,5(+0.2-0.1)Ma e pouco abaixo 20,3(+0.2-0.1)Ma. As discrepâncias podem estar relacionadas com o facto de as ostras preferirem ambientes salobros (empobrecidos de Sr) e/ou poderem ser retomadas.

Fig. 2 – Distribuição de foraminíferos e palinomorfos e enquadramento cronostratigráfico do corte de Carcavelos.

CONCLUSÕES

Os foraminíferos planctónicos e macroforaminíferos bentónicos dos sedimentos do corte de Carcavelos indicam o Burdigaliano inferior.

Os sedimentos são correlacionáveis com as divisões II, III e início de IVa, e atribuídos às sequências deposicionais B0 e B1 (ANTUNES *et al.*, 1997).

As idades isotópicas indicam valores entre 19.4 e 20Ma.

A parte inferior do perfil (seq. dep. B0) corresponde a ambientes infralitorais. A abundância e diversidade de foraminíferos e palinomorfos é maior nos sedimentos da parte superior do corte (seq. dep. B1) sugerindo maior influência marinha em relação com o início da transgressão burdigaliana, materializada pelas divisões III e IVa.

BIBLIOGRAFIA

ANTUNES, M. T.; ELDERFIELD, H.; LEGOINHA, P.; & PAIS; J. (1997) - A chronostratigraphical framework for the Miocene of the Lower Tagus Basin (Portugal); Depositional sequences, Biostratigraphy and Isotopic ages. *II Congress R.C.A.N.S.*, Spain.

CARALP, M. & HAGUENAUER, B. (1969) - Les Miogypsinidae du Miocène de la coupe de Carcavelos (Bassin du Tage, Portugal). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 268: 270-272.

CAHUZAC, B. & POIGNANT, A. (1997) - Essai de biozonation de l'Oligocène-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. *Bull. Soc. Geol. France*, 168(2): 155-169.

CHOFFAT, P. (1950) – Géologie du Cénozoïque du Portugal. *Com. Serv. Geol.*, XXX (suplemento), 182 p.

DOLLFUS, G., COTTER, J. C. B. & GOMES, J. P. (1903-1904) - Mollusques tertiaires du Portugal. Planches de Céphalopodes, Gastéropodes et Pélécypodes laissées par F.A. Pereira da Costa accompagnées d'une explication sommaire et d'une esquisse géologique. *Mem. Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, p. 1-48.

HAGUENAUER, B. (1973) - *Contribution de l'analyse séquentielle à la connaissance des formations néogènes du Bassin du Tage au Portugal*. PhD, Univ. Nancy I.

HARLAND, R. (1983) - Distribution maps of recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas. *Paleontology*, 26 (2): 321-388.

NASCIMENTO, A. (1988) - *Ostracodos do Miocénico da bacia do Tejo: sistemática, biostratigrafia, paleoecologia, paleogeografia e relações Mediterrâneo-Atlântico*. Dissertação de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 305 p.

RAMALHO, M.; REY, J.; ZBYSZEWSKI, G.; MATOS ALVES, C.A.; MOITINHO de ALMEIDA, F.; COSTA, C. & KULLBERG, C. (1981) - Carta geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 34-C (Cascais). *Serv. Geol. Portugal*, 87p.

REY, J. (1992) - Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inférieur de la région de Lisbonne. *Com. Inst. Geol. Mineiro*, 78: 103-124.

Estudo biométrico de *Chlamys macrotis* (SOWERBY, 1847) - Bivalvia, Pectinidae - da jazida miocénica da Foz do Rego (Almada, Portugal)

PEDRO PEREIRA *, MÁRIO CACHÃO *, ** & CARLOS MARQUES DA SILVA *, **

Palavras-chave: Bivalvia; Pectinidae; *Chlamys macrotis*; Biometria; Paleoecologia; Miocénico Médio a Superior; Península de Setúbal.

Resumo: Estudo biométrico de *Chlamys macrotis* (SOWERBY, 1847) – Bivalvia, Pectinidae – com base na determinação de taxas de crescimento alométrico em 600 valvas esquerdas e direitas recolhidas na jazida da Foz do Rego (Costa da Caparica, Almada), datada do Miocénico Médio a Superior (Serravaliano Superior - Tortoniano Inferior). Do estudo biométrico deste pectinídeo são extraídas conclusões de natureza paleoecológica (modo de vida). São apresentadas conclusões de cariz tafonómico sobre a formação da lumachela de pectinídeos da Foz do Rego baseadas na análise de uma amostra volumétrica (12 kg - 3816 valvas).

Key-words: Bivalvia; Pectinidae; *Chlamys macrotis*; Biometrics; Palaeoecology; Middle to Upper Miocene; Setúbal Peninsula; Portugal.

Abstract: The biometric study of *Chlamys macrotis* (SOWERBY, 1847) – Bivalvia, Pectinidae – is presented. This study was based on the determination of alometric growth rates in 600 left and right valves collected in the Foz do Rego fossiliferous outcrop (Costa da Caparica, Almada), of Middle to Upper Miocene (Upper Serravalian - Lower Tortonian) age. This biometric study allowed a better understanding of *Chlamys macrotis'* palaeoecology, namely its mode of life. Taphonomic conclusions on the formation of the pectinic coquina of Foz do Rego, based on the analysis of a bulk sample (12 kg - 3816 valves), are presented.

INTRODUÇÃO

O Miocénico da região de Lisboa e da Península de Setúbal caracteriza-se por possuir malacofauna fóssil, de fácies marinha, extremamente abundante e variada. Este facto determinou, em boa medida, o razoável número de publicações que, desde o século XIX, foram dedicadas a este tema. Entre elas destaque-se os trabalhos de Sowerby (*in* SMITH, 1847), descrevendo e formalizando o pectinídeo *Chlamys macrotis*, e de Cotter, apresentando a subdivisão estratigráfica da sequência miocénica em sete unidades, actualmente apenas com valor litostratigráfico.

Devido à sua abundância e facilidade de utilização, os moluscos foram inicialmente empregues com sucesso na resolução de questões estratigráficas (*e.g.* SMITH, 1847; DOLLFUS *et al.*, 1903-04). Actualmente, as escalas biostratigráficas neogénicas baseiam-se, fundamentalmente, em Foraminíferos planctónicos e Nanofósseis calcários, contudo, os estudos de moluscos não perderam importância, tendo-se reorientado, por exemplo, para aspectos tafonómicos, paleoecológicos e paleobiogeográficos (*e.g.* GONZALEZ-DELGADO *et al.*, 1995).

O presente trabalho aborda a descrição quantitativa da concha de *Ch. macrotis* da jazida da Foz do Rego com o objectivo de conhecer o modo de crescimento e, por inferência, o modo de vida deste molusco. Com base na análise tafonómica da lumachela, aborda-se a questão da génese da acumulação de valvas de *Ch. macrotis* e discute-se o mecanismo da sua formação.

Cotter descreveu grande número de cortes do Miocénico da região de Lisboa, em ambas as margens do rio Tejo, nomeadamente, o da jazida da Foz do Rego (Costa da Caparica, Almada), incluindo os níveis lumachélicos de *Ch. macrotis* aí aflorantes na unidade "Areolas, grés argiloso e molasso com *Pecten scabrellus* var. *macrotis* de Cabo Ruivo" (DOLLFUS *et al.*, 1903-04). A camada amostrada, correspondente à camada 4 do corte descrito por Cotter, é constituída por areola lumachélica, aflorante ao longo de 300 m e com espessura máxima de 1,9 m. Caracteriza-se, na sua base, por concentrações localizadas, passando superiormente a assumir o aspecto de verdadeira lumachela, quase exclusivamente composta por valvas de *Ch. macrotis* (CACHÃO, 1984). O posicionamento cronostratigráfico desta lumachela não é consensual, correspondendo, segundo diferentes autores, ao Serravaliano superior (CACHÃO, 1996) ou ao Tortoniano inferior (ANTUNES & PAIS, 1993; GONZALEZ-DELGADO *et al.*, 1995).

O material estudado provém de amostra volumétrica (12 kg) recolhida da base da lumachela da Foz do Rego, no sector da arriba com coordenadas geográficas Lat. N 38° 37' 49'', Lon. W 9° 12' 47'' (I.G.E., 1993), na qual foram identificadas 3816 valvas de *Ch. macrotis*, abarcando diversos estádios de crescimento, desde indivíduos com 1 mm até

* Grupo PALEO, Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural, P-1294 LISBOA CODEX, PORTUGAL
** Departamento e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Rua da Escola Politécnica, 58, P-1294 LISBOA CODEX, PORTUGAL

41 mm, estas últimas correspondendo, pelo método de SHELDON (1965), a indivíduos com idade superior à dezena de anos (PEREIRA, 1997).

Para o estudo biométrico de *Ch. macrotis* foram determinados, em 600 valvas esquerdas e direitas representativas de diversos estádios de crescimento, os seguintes parâmetros: Altura (A); Comprimento Ântero-Posterior (C); Convexidade; Comprimento da Charneira; Comprimento da Aurícula Anterior (CAa); Comprimento da Aurícula Posterior (CAp) e Ângulo Apical (AA) (Fig. 1A).

CRESCIMENTO E MODO DE VIDA DE *CHLAMYS MACROTIS*

Os pectinídeos, nos estádios juvenis, têm modo de vida epibentónico séssil, vivendo fixos ao substrato pelos filamentos do bisso, o qual sai para o exterior pelo seno bissal, existente sob a aurícula anterior da valva inferior (valva direita). Em algumas espécies, os adultos são epibentónicos livres, podendo, ocasional e momentaneamente, quando necessário, nadar livremente. Noutras espécies, as formas adultas permanecem fixas ao fundo (contudo, ocasionalmente, estes bivalves podem cortar o bisso e deslocar-se, nadando).

O modo de vida dum organismo reflecte-se, logicamente, na sua morfologia. No caso dos pectinídeos, verifica-se que as conchas dos que têm modo de vida epibentónico livre se distinguem das dos que vivem fixos por: (1) evidenciarem maior desenvolvimento na direcção paralela à charneira (A/C < 1); (2) exibirem ângulo apical mais amplo e (3) apresentarem, geralmente, valva inferior fortemente convexa (STANLEY, 1970). A conjugação destas características aumenta o hidrodinamismo da concha, facilitando a natação na coluna de água. Para além das características mencionadas, as conchas dos pectinídeos sésseis caracterizam-se, também, por maior assimetria auricular (CAa/CAp), sendo a aurícula anterior mais desenvolvida do que a posterior. Este maior desenvolvimento de CAa tem uma função de estabilização da concha, evitando que esta seja voltada por correntes de fundo e reduzindo a tensão exercida sobre o bisso (STANLEY, 1970).

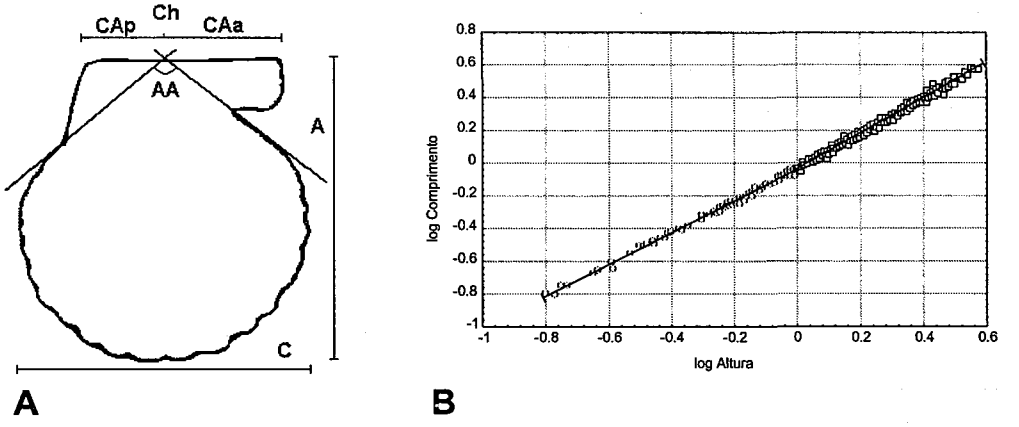


FIG. 1. A - Parâmetros determinados no estudo biométrico de conchas de *Ch. macrotis*. A = Altura; C = Comprimento Ântero-Posterior; Ch = Comprimento da Charneira; CAa = Comprimento da Aurícula Anterior; CAp = Comprimento da Aurícula Posterior; AA = Ângulo Apical. **B** - Evolução de C em função de A para as valvas direitas de *Ch. macrotis*. Identifica-se, a partir de A ≈ 1 cm, uma aceleração do crescimento de C. Para figuração desta espécie *vide* GONZALEZ-DELGADO *et al.* (1995).

No caso específico de *Ch. macrotis*, verifica-se que esta espécie apresenta inflexão na tendência de crescimento da concha (Fig. 1B), a qual corresponde, não só à necessidade geral de manter uma razão área/volume fisiologicamente favorável, mas também a uma alteração no seu modo de vida. Na fase juvenil estas conchas, para além de seno bissal, apresentam: (1) razão A/C > 1; (2) ângulo apical reduzido e (3) valva inferior claramente menos convexa do que a superior. Estas características revelam que os indivíduos pertencentes a esta espécie viviam fixos ao substrato, tal como todos os pectinídeos nesta fase da vida. As conchas, nesta fase, caracterizam-se ainda por CAa/CAp < 1. Este facto, apesar de estar em desacordo com as características gerais acima descritas para os pectinídeos epibentónicos fixos, poderá reflectir apenas uma adaptação das conchas juvenis no sentido de aumentar a sua base de apoio. Esta dedução parece ser corroborada pelo facto de os indivíduos juvenis apresentarem charneira proporcionalmente muito comprida.

As conchas adultas caracterizam-se por: (1) menor desenvolvimento relativo de A, o qual, em estádios avançados do crescimento, resulta em A/C < 1 e AA > 100°; (2) aumento da convexidade da valva inferior; (3) aumento de CAa/CAp para valores ligeiramente superiores a 1 e (4) diminuição do comprimento relativo da charneira. Embora o seno bissal se mantenha sempre presente, o conjunto destas características coloca esta espécie, claramente, no domínio dos pectiníideos epibentónicos livres, tal como caracterizado por STANLEY (1970).

Assim, pode afirmar-se que, no estado adulto, *Ch. macrotis* tinha capacidade para se deslocar nadando e que, muito provavelmente, teria modo de vida epibentónico livre. Este comportamento é concordante com o de *Ch. opercularis* LINNAEUS, pectiníideo actual, com concha muito semelhante a *Ch. macrotis*, cujos representantes, quando jovens, são epibentónicos fixos e, no estado adulto, epibentónicos livres, podendo nadar activamente (CAMPBELL, 1976).

TAFONOMIA E PALEOECOLOGIA

A principal particularidade da espessa lumachela da Foz do Rego é o facto de ser praticamente monospecífica, sendo constituída em cerca de 95% por valvas de *Ch. macrotis*. Estas valvas encontram-se, na sua quase totalidade, desarticuladas, facto característico de acumulações de conchas que sofreram transporte mais ou menos significativo, contudo, no caso dos pectiníideos e, em particular, desta espécie, a ligação entre as valvas é bastante "frágil" (charneira disodonte ligamentar), implicando que após a morte do indivíduo as valvas se desarticulem fácil e rapidamente, mesmo em condições de hidrodinamismo mais calmas. Nestas circunstâncias, acumulações de valvas desarticuladas em que os histogramas de frequência de Alturas, relativos às valvas esquerdas e direitas, são muito semelhantes, como é o caso da lumachela em estudo, podem ser características de associação preservada quase *in situ* sob condições de acumulação gradual. Outro factor indicando acumulação deste género, é o facto de as valvas se disporem, principalmente, segundo a horizontal.

O grau de rolamento apresentado pelas valvas é bastante variável, alguns exemplares de maiores dimensões evidenciam claras marcas de desgaste, enquanto grande parte dos exemplares e, em particular, os mais pequenos, apresentam rolamento reduzido ou mesmo inexistente, indicando que a maioria das valvas sofreu pouco transporte. Estas observações estão em contradiçãocom as de outros autores (GONZALEZ-DELGADO *et al.*, 1995) que consideram o grau de rolamento elevado.

A fracturação pré-enterramento, ocasionalmente importante, como é evidenciado pela existência de níveis de fragmentos de conchas, parece, ao contrário do afirmado por GONZALEZ-DELGADO *et al.* (1995), globalmente pouco significativa, devendo a principal causa da fracturação das conchas ser atribuída a fenómenos fóssil-diagenéticos (compactação), o que está de acordo com o reduzido rolamento das valvas observadas. Este tipo de fracturação é sugerida pela existência de grande quantidade de valvas, completas, mas evidenciando plano de fractura a meio. Aliás, segundo DODD & STANTON (1981), esta fracturação pós-enterramento é bastante comum em níveis lumachélicos onde as conchas se encontram em contacto e formam pontos de pressão e de sustentação entre si.

Os vestígios de encrustação são reduzidos e observam-se preferencialmente nas valvas superiores, sugerindo que grande parte da actividade encrustante terá ocorrido em vida dos moluscos e indicando que as conchas dos bivalves, após a sua morte, não constituíram durante tempo suficiente pavimento sobre o fundo arenoso sobre o qual os organismos epilíticos se pudessem ter instalado, indiciando existência de forte taxa de acumulação de conchas. Os vestígios de bioerosão são ainda mais reduzidos, mas este facto pode apenas reflectir a reduzida espessura das conchas, a qual dificulta a instalação de organismos endolíticos. A dissolução ocorrida durante a diagénese é, também, bastante reduzida, não se observando quaisquer moldes e sendo mesmo possível observar pequenos pormenores da ornamentação das valvas de dimensões mais reduzidas.

A monospecificidade desta lumachela traduz, segundo critérios de LEVINTON (1970), comportamento de grupo oportunista, reflectindo confinamento acentuado. Segundo CACHÃO (1984), a zona da Foz do Rego corresponderia a ambiente marcadamente confinado (eventualmente de influência estuarina) com baixa taxa de sedimentação. Um ambiente como este, de profundidade reduzida e relativamente próximo da costa, sofreria certamente flutuações de salinidade. Poderá especular-se que o desenvolvimento explosivo de *Ch. macrotis* estivesse relacionado com tolerância a variações de salinidade. Nestas circunstâncias e aproveitando condições de substrato favoráveis, esta espécie desenvolveu-se oportunistamente num ambiente que outras formas, nomeadamente estenohalinas, não puderam explorar.

Nenhuma das características tafonómicas, acima apresentadas (rolamento reduzido, elevada taxa de acumulação de conchas e fraca dissolução sin-diagenética) relativas à génese desta acumulação pode ser considerada responsável pela

formação de acumulação monospecífica tão abundante nem, muito menos, pela produção de distribuições de frequência de classes dimensionais bimodais para as valvas de *Ch. macrotis*.

Assim, considerando que a acumulação de tão grande quantidade de valvas de *Ch. macrotis* não é justificável por nenhuma acção biostratonómica ou fóssil-diagenética, a sua génese deverá ser atribuída a causas paleoecológicas, tal como proposto por GONZALEZ-DELGADO *et al.* (1993). De facto, populações de espécies oportunistas que se desenvolvem de modo explosivo, quando na presença de determinados factores abióticos favoráveis, podem desaparecer muito rapidamente, quando esses mesmos factores variam, ocorrendo assim a morte em massa das populações (LEVINTON, 1970), neste caso, evidenciada pelo grande número de valvas sem vestígios de rolamento.

Relativamente à escassez de sedimento detrítico nesta camada, GONZALEZ-DELGADO *et al.* (1993) atribuem-na a processo de lavagem selectiva do sedimento produzida por correntes permanentes. Contudo, este mecanismo não é compatível com a presença de valvas representando diversos estádios de crescimento, em particular com a existência de grande quantidade de valvas desarticuladas com Altura próxima de 1 mm. Assim, a escassez de sedimento (e, consequentemente, a concentração de conchas) deve ser atribuída apenas a reduzida taxa de sedimentação relativa.

CONCLUSÃO

O estudo biométrico de *Ch. macrotis*, para além permitir caracterizar quantitativamente o seu modo de crescimento, possibilitou ainda a obtenção de elementos sobre o modo de vida destes bivalves: nos estádios juvenis seriam epibentónicos sésseis, vivendo fixos ao substrato pelo bisso; nos estádios adultos seriam epibentónicos livres.

A camada lumachélica de valvas de *Ch. macrotis* da Foz do Rego terá resultado, essencialmente, de acumulação controlada por factores ecológicos e não biostratonómicos ou sedimentares.

O desenvolvimento oportunista de *Ch. macrotis* sugere que o paleoambiente da região da Foz do Rego, durante o Serravaliano Superior a Tortoniano Inferior, terá correspondido a meio confinado, sujeito a eventuais variações de salinidade e com reduzida taxa de sedimentação.

AGRADECIMENTOS

Trabalho financiado pela Junta Nacional de Investigação Científica (PRAXIS XXI/BM/891/94) e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa. As instalações laboratoriais foram disponibilizadas pelo Museu Nacional de História Natural da Universidade de Lisboa. Contribuição nº 15 do Grupo PALEO (Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural da Universidade de Lisboa).

BIBLIOGRAFIA

ANTUNES, M.T. & PAIS, J. (1993) - The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), 12: pp. 7-22.

CACHÃO, M. (1984) - Contribuição para o estudo do Miocénico da Península de Setúbal. *Relatório do Estágio de Licenciatura, Fac. Ciências, Univ. Lisboa* (inédito).

CACHÃO, M. (1996) - Utilização de nanofósseis calcários em biostratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de *Coccolithus pelagicus*. *Dissertação de Doutoramento, Fac. Ciências, Univ. Lisboa* (inédito).

CAMPBELL, A. (1976) - *Country Life Guide for the Seashores and Shallow Seas of Britain and Europe.* Reed International Books Limited. London. 320 p.

DODD, J. & STANTON, R. (1981) - *Paleoecology. Concepts and Applications.* John Wiley & Sons. New York. 502 p.

DOLLFUS, G.; COTTER, J.B. & GOMES, J. (1903-04) - Mollusques tertiaires du Portugal. Planches de Céphalopodes, Gastéropodes et Pélécypodes laissées par F.A. Pereira da Costa accompagnées d'une explication sommaire et d'une esquisse géologique. *Mem. Comm. Serv. Geol. Portugal*, 35: 1-46 + 1-65 pp.

GONZÁLEZ-DELGADO, J.; ANDRÉS, I. & SIERRO, F. (1995) - Late Neogene molluscan faunas from the Northeast Atlantic (Portugal, Spain, Morocco). *Geobios*, 28 (4): 459-471 pp.

I.G.E. (1993) - Folha 442 (Barreiro) da Carta Militar de Portugal, na escala 1:25 000. *Instituto Geográfico do Exército.*

LEVINTON, J. (1970) - The paleoecology significance of opportunistic species. *Lethaia*, 3 (1): 69-78 pp.

PEREIRA, P. (1997) - Estudo Morfométrico Quantitativo Aplicado a Orictocenoses de Pectinídeos do Miocénico da Região de Lisboa. *Tese de Mestrado*, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 147 p. (inédito).

SHELDON, R. (1965) - Fossil communities with multi-modal size-frequencies distributions. *Nature*, 26: 1336-1338 pp.

SMITH, J. (1847) - On the age of the Tertiary beds of the Tagus, with a catalogue of the fossils. *Quarter. J. Geol. Soc. London*, 3: 410-423 pp.

STANLEY, S. (1970) - Relation of shell form to life habits in the Bivalvia. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 125: 1-296 pp.

Os Conglomerados de Rio de Moinhos (Abrantes - Portugal Central)

António A. Martins* Bernardo Barbosa** & Rui Pena dos Reis***

Palavras-chaves: conglomerados; litostratigrafia; descontinuidade regional; Miocénico superior.

Resumo: Apresenta-se, para a Bacia Terciária do Baixo Tejo, uma nova unidade conglomerática que se designa por Conglomerados de Rio de Moinhos (Cgl RM). O conctacto com a unidade seguinte --os Conglomerados de Serra de Almeirim-- define uma descontinuidade regional. Os Cgl RM são considerados provavelmente correlativos de unidades do Miocénico superior da região de Leiria-Coimbra, que apresentam drenagem para a Bacia do Mondego.

Key-words: conglomerates; lithostratigraphy; bacinal unconformity; Upper Miocene

Abstract: In the Lower Tagus Tertiary Basin a new conglomerated unit is presented and named "Conglomerados de Rio de Moinhos (Cgl RM)". The contact with the following unit --the "Conglomerados de Serra de Almeirim", defines a regional unconformity. The "Cgl RM" are probably considered correlatives of Upper Miocene units, from Leiria-Coimbra region, that show drainage to the Mondego Basin.

INTRODUÇÃO

Na margem direita (e norte) do rio Tejo, desde Abrantes a Vila Nova da Barquinha, ocorrem depósitos conglomeráticos constituídos por clastos de composição dominantemente quartzítica, no geral, subangulosos e sub-rolados, que podem atingir tamanhos máximos (MPS) de 30 cm.

Estes depósitos que designamos por Conglomerados de Rio de Moinhos (Cgl RM), localidade situada 5 km a W de Abrantes, são visíveis em toda a margem norte do rio Tejo. Na margem sul, deste troço do Tejo, estão reconhecidos depósitos areno-conglomeráticos e argilosos que se julgam poderem ser equivalentes a fácies mais distais dos Cgl RM.

Os afloramentos mais importantes, que caracterizam a unidade, situam-se em Abrançalha de Baixo (Abrantes), Rio de Moinhos e Amoreira.

A geometria cartográfica e o posicionamento topográfico, com que se apresentam, situam estes depósitos a cotas muito variadas, que vão desde os 50 m, próximas do vale do Tejo, a mais de 200 m, na área de Milreu (Vila de Rei), 20 km a Norte de Abrantes. Os Cgl RM, conjuntamente com os Conglomerados de Serra de Almeirim (Cgl SA), que se lhes sobrepõem, por descontinuidade regional, encontram-se profundamente dissecados pela rede fluvial actual, permitindo o seu afloramento ao longo dos vales. No entanto, a Norte do Tejo, a separação das duas unidades nem sempre é fácil de estabelecer, em virtude da semelhança na composição petrográfica e no grau de rolamento dos elementos siliciclásticos daquelas unidades. A abertura do Itinerário Principal (IP-6) corta a unidade Cgl RM, nas localidades acima referidas, permitindo melhorar substancialmente a sua exposição.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, SEDIMENTOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA

Nos perfis de Rio de Moinhos e de Abrançalha, são dominantes os empilhamentos constituídos por barras conglomeráticas (GB) de suporte clástico (Gm) compostas por clastos subangulosos a sub-rolados com dimensões que atingem 30 cm de MPS. A composição petrográfica média dos Cgl RM é de 45% de quartzo e 55% de quartzito. Os corpos conglomeráticos apresentam grande imaturidade textural, que se manifesta na variedade e heterometria dos clastos e na presença de abundantes elementos de xistos e de granito alterado. As estruturas dominantes são compostas por elementos arquitecturais compostos por barras conglomeráticas (GB) intercaladas com morfologias arenosas (SB), que definem empilhamentos sucessivos de sequências básicas positivas com espessuras, no geral, decamétricas. Algumas GB poderão atingir espessuras métricas, assumindo, às vezes, estruturação maciça. Para o topo, os conglomerados rareiam ocorrendo praticamente em pavimentos de estruturas canalizadas (Gm), que dão início a sequências básicas positivas. Estas graduam para granulometrias mais finas, compostas por arenitos conglomeráticos maciços (SB) com intercalações arenosas (Sm e St) e argilosas (Fl, Fm), definindo uma "macro-sequência" positiva.

* Professor do Departamento de Geociências da Universidade de Évora. E mail: «aam@uevora.pt»
** Geólogo do Departamento de Geologia IGM. E mail: «bernardo.barbosa@igm.pt»
*** Professor do Centro de Geociências da Univ Coimbra-IGM. E mail: «pena.reis@igm.pt»

O posicionamento estratigráfico dos Cgl RM, na Bacia Terciária do Baixo Tejo, não é fácil de estabelecer, por falta de quaisquer referências paleontológicas, normal em depósitos continentais de bordo de bacia, sujeitos a actividade tectónica. O limite inferior dos Cgl RM corresponde a uma descontinuidade de carácter regional, e o limite superior define outra descontinuidade da mesma hierarquia com os Cgl. SA. Em Rio de Moinhos, esta unidade assenta sobre litofácies argilosas identificáveis com a unidade "Argilas de Tomar", da área central da bacia. Na Amoreira, em Abrantes e, mais a norte, na área de Milreu e Lousa (Vila de Rei), os Cgl RM assentam por descontinuidade erosiva sobre os "Grés de Monsanto", do Paleogénico-Oligocénico indiferenciado. Aqui, apresentam como característica comum o domínio de paleocorrentes para o quadrante W e WNW. Nesta área, esta unidade deu lugar, em tempos, a explorações de ouro localizadas em inúmeras cortas ("conheiras") ao longo do vale do rio Codes (ver comunicação, a este Congresso, intitulada; «As "conheiras" de Vila de Rei, Portugal Central»).

CONCLUSÕES

Os Cgl RM representam a resposta sedimentar aos levantamentos tectónicos de soerguimento do Maciço Central, com o início da "inversão tectónica" (CARVALHO *et al.*, 1983-85; RIBEIRO, 1988; RIBEIRO *et al.*, 1990, 1992), a partir do Tortoniano. Seriam, neste caso, equivalentes litostratigráficos dos Arenitos de Ourém (Ar Ou), de BARBOSA & REIS (1994), e seriam correlativos, na região de Leiria-Coimbra, dos *arenitos de Redinha* (*Grés e Argilas de Pombal-Redinha)* atribuídos ao Miocénico superior por SOARES & REIS (1980), REIS & CUNHA (1989).

Na BTBT, corresponderiam ao início da 3ª e última etapa da sedimentogénese terciária (BARBOSA & REIS, 1994; BARBOSA, 1995), que comporta as Sequências Limitadas por Descontinuidades (SLD 11, 12 e 13) representadas na Bacia do Mondego (BM) por CUNHA (1992) e na BTBT pelas unidades litostratigráficas, Arenitos de Ourém, Conglomerados de Serra de Almeirim e Conglomerados de Vila de Rei (BARBOSA & REIS, 1994), (fig. 1).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CARVALHO, A. G DE, RIBEIRO, A. & CABRAL, J. (1983-85) - Evolução Paleogeográfica da Bacia Cenozóica do Tejo-Sado. Bol. *Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, XXIV: 209-212.

BARBOSA, B. P. (1995) - *Alostratigrafia e Litostratigrafia das Unidades Continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo.* Relações com o eustatismo e a tectónica. Tese de doutoramento (não publicada). Univ. de Lisboa, 253 pp.

BARBOSA, B. P. & PENA DOS REIS, R. P. B. (1994) - Sedimentogénese do Final do Terciário Associada ao Levantamento da Cordilheira Central Ibérica na Bacia Terciária do Baixo Tejo (Portugal). Abstract - *II Congreso del Grupo Español del Terciário*, Jaca, Universidade de Zaragoza, 2 pp, 2 figs.

CUNHA, P. PROENÇA (1992) - *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra.* Tese de doutoramento (não publicada) Univ. Coimbra, 262 pp.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., AGUSTI, J., CABRERA, L., CALVO, J. P., CIVIS, J., CORROCHANO, A., DAAMS, R., DÍAZ, M., ELIZAGA, E., HOYOS, M., MARTÍNEZ, J., MORALES, J., PORTERO, J. M., ROBLES, F., SANTISTEBAN, C. & TORRES, T. (1985) - Approach to the spanish continental neogene syntesis and paleoclimatic interpretation. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, Budapest, 70: 383-392.

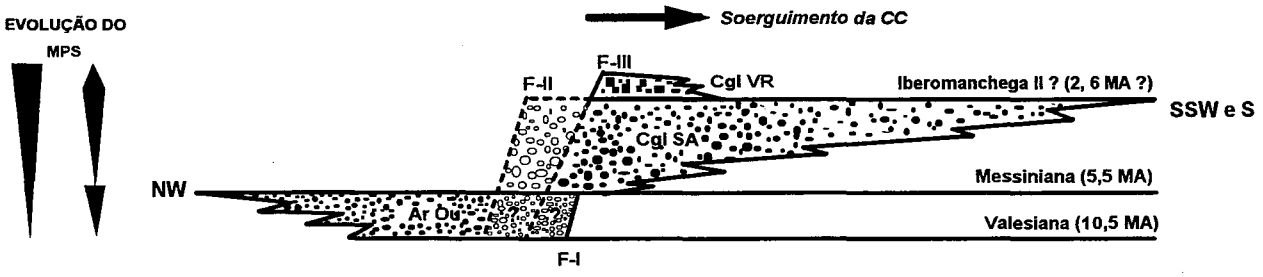
RIBEIRO, A. (1988) - A tectónica alpina em Portugal. *Geonovas, Rev. Ass. Port. Geólogos*, Lisboa, 10: 9-11.

RIBEIRO, A., KULLBERG, M. C., KULLBERG, J. C., MANUPPELLA, G. & PHIPPS, S. (1990) - A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184: 357-366.

RIBEIRO, A., KULLBERG, M. C., KULLBERG, J. C., ROCHA C., PHIPPS, S & MANUPPELLA, G. (1992) - Tectonic inversion of the Lusitanian Basin. Abstracts, *First Congress R.C.N.S. Atlantic General Events During Neogene*, Lisboa, 43-44.

KULLBERG, J. C., PAIS, J. & MANUPPELLA, G. (1992) - Aspectos gerais da tectónica alpina no Algarve. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 11: 293-302.

REIS, R. P. B. PENA dos & CUNHA, P. M. R. R. PROENÇA (1989) - Comparacion de los rellenos terciarios en dos regiones del borde occidental del Macizo Hespérico (Portugal Central). In: DABRIO, C. J. (Ed). Paleogeografia de la Meseta norte durante el Terciário. Stv. Geol. Salaman, *Ediciones Universidad de Salamanca*, Vol. esp. 5: 253-272.



Bacias	Unidades	MPS Comp. petrog.	Esquema Paleotectónico	SLD's	Campo de Tensões
BTBT	Cgl VR	60 cm Qz(100%), A	F-III W E	SLD 13	σ
	Cgl SA	35 cm Qz(100%), R/SR	F-II NE SW	SLD 12	σ_1
BM	Ar Ou	15 cm Qt(80%), SR+ +Qz(20%), SA	F-I N	SLD 11	σ_3

Fig. 1 – 3ª e última etapa (SLD's 11, 12 e 13) da sedimentogénese terciária na BM e BTBT. Modelo esquemático exemplificativo da truncatura exercida por cada uma das aloformações sobre as anteriores, no quadro paleotectónico responsável pelo soerguimento da Cordilheira Central a partir do Valesiano (10.5), como consequência efectiva da "inversão tectónica".

Tectono-sedimentary evolution of the Sado Basin (Tertiary, southern Portugal)

N. L. PIMENTEL*

Key-words: Tertiary, Sado Basin, sedimentary breaks, alpine tectonics.

Abstract: Description of the infilling of the Tertiary Sado Basin (Southern Portugal) and it's tectono-sedimentary breaks. Correlation with the main alpine tectonic phases documented in Iberia.

Palavras-Chave: Terciário, Bacia do Sado, rupturas sedimentares, tectónica alpina, evolução tectono-sedimentar.

Resumo: É apresentada a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Sado, através da caraterização das sucessivas etapas de preenchimento e sua integração no quadro morfo-tectónico regional. Essas etapas e respectivas formações são correlacionadas com os principais eventos da orogenia alpina, traduzidos em rupturas e materializados por descontinuidades, à escala regional e ibérica: Fm.de Vale do Guizo (fase Pré-pirenaica); Fm.de Monte Coelho (fase Bética), Fm.de Esbarrondadoiro (ruptura Intra-messineana); Fm.de Alvalade (fase Ibero-manchega I); Fm.de Panóias (fase Ibero-manchega II).

1. INTRODUCTION

The tertiary Sado basin is the southern part of the larger Tejo-Sado basin, which stretches over 200 km N-S by 100 km E-W in western Iberia. The genesis and structuration of this basin is associated to the first compressive phases of the alpine tectonics, related with the convergence of the Euro-Asiatic and African plates along the Tertiary. The Iberian micro-plate has played a partially independent role, moving along with either one or the other plate (Srivastava et al., 1990), controlling the direction and pulses of the main compressions. These rotated gradually from NE-SW to NW-SE along the Caenozoic, activating therefore different accidents with different orientations (Ribeiro & Cabral, 1986). This evolution is registred on the sedimentary infilling of several iberian basins, leading to a tectono-sedimentary approach to the alpine tectonics.

Several paroxismal tectonic phases have been defined for tertiary times in Portugal and Spain. Their timing has been established using the main depositional breaks (facies modifications, hiatuses, angular unconformities) as tectono-sedimentary signatures. That work , first presented for Spain by Lopez-Martinez et al. (1987) and later revised by Calvo et al. (1993), has been extended for Portugal and used as a correlation tool by Cunha (1992, 1994), Barbosa (1995) and Pimentel (1997).

The main phases are dated by biostratigraphic and chronostratigraphic data, allowing a reasonable control of their timing. The breaks defined by Cunha (1992) were numbered from R1 to R14, and those by Calvo et al. (1993) from RN1 to RN9, in the following table (adapt. from Pimentel, 1997):

Tectonic phases	*Age (My)*	*Breaks**	*Breaks***	*Steps*
Ibero-manchegan II	Vilafranchean, Late Pliocene (2.0)	R14	RN9	D
Ibero-manchegan I	Piacenzian, Upper Pliocene (3.5)	R13	RN8	C
Intra-Zanclean	Zanclean, Lower Pliocene (5.7)	R12	RN7	?
Intra-Messinean	Messinean, Late Miocene (6.6)	-	RN6	B2
Betic	Tortonian, Upper Miocene (10)	R11	RN5	B1
Neo-castillian	Burdigalian, Lower Miocene (17)	R10	RN3	-
Castillian	Chattian, Early Miocene (25)	R9	RN1	-
Pyrenean	Priabonian, Upper Eocene (39)	R8		?
Pre-pyrenean	Lutetian, Middle Eocene (49)	R7		A

Table I -
Synthesis of the tectonic phases from the alpine mainly compressive tectonics: designation; aproximate age in million years; tectono-sedimentary breaks from Cunha (1992)* and Calvo et al. (1993)**; evolutive steps and formations at the Sado basin (see Conclusions).

* Centro de Geologia da Univ. de Lisboa e GeoFCUL. Fac. Ciências, Campo Grande C-2, 5º. 1700 LISBOA. E-mail: Pimentel a fc.ul.pt

2. LITHOSTRATIGRAPHY

At the Sado basin, the sedimentary infilling is composed by five different litostratigraphic units (Pimentel, 1997): Vale do Guizo Fm. (Palaeogene), Monte Coelho Fm. (Upper Miocene), Esbarrondadoiro Fm.(Late Miocene), Alvalade Fm. (Pliocene) and Panoias Fm. (Late Pliocene).

The *Vale do Guizo Formation* (Antunes, 1983) corresponds mainly to coarse sandy-conglomeratic imature reddish deposits, with abundant phreatic calcretes/dolocretes and smectitic/palygorskitic clays (Pimentel, 1998e). The deposits display massive and graded structures, without tractive macroforms, indicating the predominance of debris-flows to mud-flows, in a positive macrosequence. This unit is atributed to sub-arid alluvial fans developed in response to a single-phased tectonic event and colmatation of the basin. The palaeogeographic reconstruction defines two sub-basins, related with the two main fault-scarps of the Sado basin: Torrão and Messejana (Pimentel, 1998a; fig. 2).

The *Monte Coelho Formation* is composed by coarse quartzic conglomerates with a clayey smectitic matrix, exhibiting abundant hydromorphism (reddish-yellowish), carbonate mottling and ferrugineous pisolites. The facies are mainly massive, without significant grading or organization. This unit is restricted to the southern edge of the basin, being atributed to a reactivation of the Messejana-fault and the development of short proximal alluvial fan deposits, in semi-arid conditions.

The *Esbarrondadoiro Formation* (Antunes et al., 1986) is a fossiliferous unit, including oysters, and shark, dolphin and small mammal teeth, defining a Messinean age (Antunes & Mein, 1995). This unit includes a large variety of facies, with predominance of yellowish fine micaceous sands with microconglomeratic and pelitic intercalations (smectitic). Individual layers have a large-scale tabular geometry, with horizontal stratification and positive grading. The regional distribution of the different facies has led to the definition of a narrow and shallow restricted marine gulf, bordered by paralic areas and fan-deltas receiving coarse material form eastern regions (Pimentel, 1998c, fig. 1).

The *Alvalade Formation* (Pimentel & Azevêdo, 1991) is composed of medium-sized orange sands, organized in homogeneous metric layers or in FU basic sequences with a microconglomeratic base and a pelitic top (kaolinite and ilite). These deposits have typical fluvial facies, structures and geometries, corresponding to braided rivers evolving vertically from Type 2 to Type 3 and Type 9 (Miall, 1985) in a positive autocyclic macrosequence. The reconstructed paleogeography shows a general drainage of all the region towards NW, without any significant fault-scarps.

Tha *Panóias Formation* (Gaida, 1984) presents very coarse dark-red conglomerates in a clayey matrix (ilite and kaolinite), intensivelly ferruginated by pedogenic processes. The textural and structural characteristics of the deposits point to matrix-rich debris-flows in large alluvial fans. However, the source area was not, this time, the fault-scarps bordering the basin, but a large mountain some tenths of km S of the basin (Serra do Caldeirão), from which the fans spread reaching and covering only its the southern edge (Pimentel & Azevêdo, 1993).

3. TECTONO-SEDIMENTARY CORRELATIONS

The *Vale do Guizo Formation* is correlated with similar early tertiary deposits from central Portugal, biostratigraphicaly dated from the Eocene (Cunha, 1992). All these deposits show a similar tectonic, climatic and geomorpic context, namelly the response to the early tertiary activation of late-hercynean faults, leading to the subsidence of several intra-continental basins by a NE-SW compression and the development of associated sub-arid alluvial fans. The sedimentary signature is also quite similar, including the presence of intercalated calcretes, a smectitic/palygorskitic content, two positive macrosequences, a thick calcrete on the top of the first one, etc. (Azevêdo & Pimentel, 1995). These distinctive features allow a litostratigraphic and tecto-sedimentary correlation of this formation with the first sequence of the central-portuguese early tertiary deposits, and therefore to assign it to a time-interval between the Pre-pyrenean and the Pyrenean phase, the latter one not being documented in the Sado basin.

The *Monte Coelho Formation* is correlated to a very important tectonic event which caused the up-lift of several mountain chains in Portugal and the "tectonic inversion" of the Mesozoic sedimentation areas (nowadays an up-lifted NNE-SSW mountain chain) (Cunha, 1992; Ribeiro et al., 1992). This event is materialized on several post-Tortonian continental units from Central Portugal, all having the same sedimentary signature: coarse conglomeratic deposits, with smectitic clays and abundant hydromorphic features and carbonates. Therefore, a tectono-sedimentarey correlation between this formation and the Betic phase is proposed, considering that this event would have promoted the reactivation of the Messejana-fault, due to a NNW-SSE oriented compression.

The *Esbarrondadoiro Formation* is dated from the Messinean, and a correlation with similar deposits from the Algarve (Antunes et al., 1986) and S of Lisbon (Cachão, & Silva, 1992) has been proposed. This unit would represent a late Miocene transgression, related with an Intra-Messinean break of eustatic origin, documented in Spain by Lopez-Martinez et al. (1987) and Calvo et al. (1993), and possibly associated with the 3rd Order cycle 3.3 of Haq et al. (1988).

The *Alvalade Formation* is a fluvial deposit which can be traced for almost 200 km to the North along the Tejo-Sado basin, being therefore the lateral equivalent of other fluvial units, generaly considered of Upper Pliocene age. A strictly Piacenzian age has been proposed to by Cunha et al. (1993), corresponding to the 3rd Order cycle 3.6 of Haq et al. (1988). This age is contemporary with the Ibero-manchegan I phase, which could be responsible for the general uplifting and tilting towards SW of the iberian region. This situation, helped by the late Pliocene more humid conditions, promoted the instalation of an exorrheic drainage.

The *Panóias Formation* is a "raña" deposit, a regional litostratigraphical unit from Portugal and Spain (e.g. Azevêdo, 1989; Martin-Serrano, 1991). These deposits have similar sedimentological and geomorphological characteristics, corresponding to alluvial fans covering large pedimentation surfaces, prior to fluvial Quaternary dissection. The "raña" event is dated from the Middle Villafranchean (Azevêdo, 1982) and related with the Ibero-manchegan II phase (Calvo et al., 1993).

4. CONCLUSIONS

Based on a tectono-sedimentary approach, a time-interval is proposed to each of the formations from the Sado basin, in relation with main phases of the alpine compressive tectonics. The evolution of the Sado basin may be resumed in the following main steps (Pimentel, 1997) :

A) *Vale do Guizo Formation* - Middle to Late Eocene (49 to 39 My)

The NE-SW compressive Pre-pyrenaic phase of the alpine orogeny reactivated late-hercynean accidents, creating important fault-scarps along which alluvial fans developed in sub-arid conditions. The two main sectors of the basin were gradually filled-up by coarse conglomeratic sands in about 10 My, and a calcrete developed afterwards on a non-depositional surface.

B1) *Monte Coelho Formation* - Upper Tortonian (10 to 7 My)

For allmost 30 My there was no sedimentation, indicating tectonic stability on this region. The betic phase reactivated the Messejana-fault originating deposition of coarse conglomerates by less arid alluvial fans, along the southern edge of the basin, for around 2 My.

B2) *Esbarrondadoiro Formation* - Messinean (to Zanclean ?) (6.6 to 5.7 My)

During the Messinean, a short (1 My ?) and shallow (20 m ?) marine transgression extended along the northern and central parts of the basin. The mainly coastal and paralic fine sands were inter-bedded with coarse fan-delta deposits, eventually related to still elevated areas after the betic phase. A regression caused the end of the sedimentation for possibly a couple of My.

C) *Alvalade Formation* - Piacenzian (3.5 to 2 My)

The Iberian-manchegan I phase, along with climatic and eustatic conditions, reactivated sedimentation, leading to deposition of homogeneous sands by a braided drainage network, directly opened to the atlantic towards NW. This event has been interrupted, after 1 or 2 My, by a late Pliocene climatic crisis and regression.

D) *Panóias Formation* - Late Piacenzian (2 to 1.8 My)

The Iberian-manchegan II phase was responsable for the up-lifting of a large mountain 50 km south of the Sado basin and development of large sub-arid alluvial fans that reached it's southern areas. The short-lived deposition of clayey-matrix conglomerates has been followed by intense ferrugination in less arid conditions.

vi) *Fluvial terraces* - Pleistocene (1.6 My to Holocene)

Recent quaternary tectonics reactivated the main faults around the basin, creating uplifted borders (allways above 200 m) and increasing the morphological depressed position of the basin (around 100 m). However, the prevailing humid and cold climatic conditions did not promote alluvial fans development, but instead the incision of the present-day hydrographic network, documented by several terraces (Pimentel & Azevêdo, 1990).

REFERENCES

ANTUNES, M.T. (1983) - Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000, Folha 39-C (Alcácer do Sal) e Notícia Explicativa. *Serv. Geol. de Portugal.*

ANTUNES, M.T.; MEIN, P.; PAIS, J. (1986) - Depósitos messinianos do Sul de Portugal, mamíferos (incluindo Rodentia e Lagomorpha) e idades K-Ar. *Ciências da Terra,* 8: pp. 55-64.

ANTUNES; M.T.; MEIN, P. (1995) - Nouvelles données sur les petits mammifères du Miocène terminal du Bassin de Alvalade, Portugal. *Comun. Inst. Geol. Min.*, 81: pp. 85-96.

AZEVÊDO, T.M. (1982) - O Sinclinal de Albufeira, reconstituição paleogeográfica pós-miocénica. Dissert. Doutoram. *Fac.Ciências da Univ. Lisboa.*

AZEVÊDO, 1989 - Azevêdo, T.M. (1989) - Rañas e cones aluviais: estudo comparativo. *Res II Reun. Quatern. Ibér.* AEQUA/GTPEQ, Madrid.

BARBOSA, B.P. - (1995) - Alostratigrafia e Litostratigrafia das unidades continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo: relações com o eustatismo e a tectónica. Dissert. Doutoram., 253 pp. (n.publ.). *F.C.U.L.*

CACHÃO, M. & SILVA, C.M.S. (1992) - Neogene palaeogeographic evolution of the Algarve basin (southern Portugal): a two step model. Preliminary data. *GAIA,* 4: pp. 39-42.

CALVO, J.P.; DAAMS, R.; MORALES, J.; LOPEZ-MARITNEZ, *et al.* (1993) - Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. Esp.,* 6 (3/4): pp. 29-40.

CUNHA, P.P. (1992) - Estratigrafia e Sedimentologia dos depósitos do Cretácico superior e Terciário de Portugal central, a leste de Coimbra. Dissert. Doutoram., 262 pp. (n.publ.). *Fac. Ciências e.Tecnol. da Univ. Coimbra.*

CUNHA, P.P (1994) - Registo estratigráfico e evolução paleogeográfica das bacias terciárias de Portugal Central. *Actas II Congr. Gr. Esp. Terc.*, pp. 93-96. Univ. Zaragoza.

CUNHA, P.P; BARBOSA, B.P.; REIS, R.P. (1993) - Synthesis of the Piacenzian onshore record between the Aveiro and Setúbal parallels (Western portuguese margin). *Ciências da Terra,* 12: pp. 35-43.

GAIDA, R. (1984) - Die tertiare und quartare Reliefentwicklung des Baixo Alentejo (Portugal). *Dusseld. Geogr. Schrifte* 23, 119 p.

HAQ, B.U.; HARDENBOHL, J. ; VAIL, P.R. (1988) - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In Wilgus et al. (Eds.), Sea-level changes - an integrated approach. *SEPM Sp. Publ.*, 42: pp. 39-44.

LOPEZ-MARTINEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J.P *et al.* (1987) - Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.,* 70: pp. 383-392.

MARTIN-SERRANO, A. (1991) - El relieve del macizo hesperico y sus sedimentos assiciados. *Monograf. I.T.G.E.*, 6: pp. 9-26.

PIMENTEL, N. L. 1997 - O Terciário da Bacia do Sado, sedimentologia e análise tectono-sedimentar. Dissert. Doutoram., 358 p. *Fac. Ciências da Univ. Lisboa.*

PIMENTEL, N. L. (1998a) - A Formação de Vale do Guizo (Paleogénico) a Sul de Alcácer do Sal. *Resumos* V Congr. Nac. de Geol. (p.publ.).

PIMENTEL, N. L. (1998b) - A Formação de Esbarrondadoiro (Miocénico superior, Bacia do Sado), sedimentologia e paleogegrafia. *Resumos* V Congr. Nac. de Geol. (p.publ.).

PIMENTEL, N. L. (1998e) - The role of groundwater flow in Eodiagenesis, examples from the Paleogene in southern Portugal. *Abstracts*, XV Int. Sedim. Congr. I.A.S., pp. 619-621.

PIMENTEL, N.L. & AZEVÊDO, T. M. (1990) - Terraços fluviais e remobilização de Rañas, o exemplo do Rio Sado. *Cuaternario y Geomorfología*, 4: pp. 119-129.

PIMENTEL, N.L. & AZEVÊDO, T. M. (1991) - Sedimentologia de depósitos fluviais pliocénicos da Bacia do Sado (Baixo Alentejo, Portugal). *Actas* I Congr. Gr. Esp. Terc., pp. 256-258.

PIMENTEL, N.L.; WRIGHT, V.P.; AZEVÊDO, T.M. (1996) - Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of southern Portugal. *Sedim. Geology* ,105 (1): pp. 1-10.

RIBEIRO, A. & CABRAL, J. (1986) - The neotectonic regime of the West Iberia continental margin: a transition from passive to active? Maleo, 13: p. 38.

SRIVASTAVA, S.P. (1990) - Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature,* 344: pp. 756-759.

A Formação de Vale do Guizo (Paleogénico) a Sul de Alcácer do Sal

N. L. PIMENTEL *

Palavras-chave: Paleogeografia, bacias, sedimentologia, leques aluviais, tectónica alpina.

Resumo: É apresentada a caracterização e interpretação sedimentológica da Fm. de Vale do Guizo a S de Alcácer do Sal, sendo definidas duas bacias com geometrias distintas, mas cujo preenchimento se pode enquadrar num mesmo contexto tectónico e climático: leques aluviais desenvolvidos na dependência de escarpas recém-criadas pela fase pre-pirenaica da orogenia alpina, em condições de sub-aridez.

Key-words: Palaeogene, southern Portugal, paleogeography, sub-basins, sedimentology, alluvial fans, alpine tectonics.

Abstract: Sedimentological caracterization and interpretation of the Vale do Guizo Formation (Eocene, Sado Basin, southern Portugal). Two distinct sub-basins were filled by alluvial-fan deposits - mainly coarse imature sandstones with groundwater calcretes - associated to the alpine (pre-pyrenaic phase) activation of the Torrão and Messejana faults, in sub-arid climatic conditions.

1. INTRODUÇÃO

A Formação de Vale de Guizo foi definida por Antunes (1983) como "depósitos de fácies continental que em toda a bacia do Sado constituem o início da cobertura terciária dos terrenos antigos", atribuídos ao Miocénico inferior a médio, possivelmente Burdigaliano ou Langhiano (Gonçalves e Antunes, 1992). Na Carta Geológica na escala 1:500.000 (Delfim de Carvalho, 1992) está indicada uma idade Oligocénico (?) a Burdigaliano (?), estendendo-se a respectiva mancha desde o Baixo Alentejo até Ponte de Sor, ao longo de todo o bordo oriental da bacia do Tejo- Sado. A área estudada corresponde aos depósitos desta formação para S de Alcácer do Sal, sendo as interpretações provavelmente extensíveis para N (vd. Azevêdo & Pimentel, 1995).

2. AS BACIAS DO TORRÃO E DA MESSEJANA (Fig. 1)

Os depósitos da Formação de Vale de Guizo assentam por discordância em terrenos metassedimentares de baixo grau da Zona Sul-Portuguesa (ZSP) e rochas predominantemente ígneas da Zona de Ossa-Morena e do Maciço de Beja (ZOM/MB), os quais constituem o fundo da bacia terciária. A Bacia do Sado corresponde a uma área fortemente subsidente entre Aljustrel e Alcácer do Sal, prolongando-se provavelmente para N, em ligação com a Bacia do Baixo-Tejo (vd. Azevêdo & Pimentel, 1995). A sua morfologia tridimensional é difícil de definir com toda a exactidão, tendo-se recorrido à implantação dos dados de uma centena de sondagens e de múltiplos afloramentos numa carta regional. O fundo da bacia apresenta irregularidades importantes, as quais configuram a existência de blocos tectónicos com movimentação vertical significativa. Assim, o sector setentrional parece corresponder a uma área genericamente basculada para SSW, em direcção à Falha de Grândola, encontrando-se estruturas menores com orientação NNE-SSW e WNW-ESE, delimitando "horsts" e "grabens" no alinhamento Pedrogão-Valverde-Chagas e em torno de Lagoa Salgada (vd. Oliveira et al., 1993). O eixo depocêntrico desta bacia é paralelo ao sistema de acidentes de Grândola, próximo do qual afloram os terrenos paleozóicos e terciários basais, por arraste em relação com o levantamento da Serra de Grândola. O afundamento do fundo da bacia para SSW (pendor de 1.2%) é acompanhado por uma tendência de aumento das espessuras da formação, desde 10 até 260 m, enquanto o seu tecto define uma superfície ligeiramente basculada (pendor de 0.5%) também para SSW, indiciando a existência de pelo menos duas fases de basculamento, ante e pós-deposicional.

No sector meridional, para S do alinhamento Grândola-Ferreira, a situação configura controlos bastante distintos, nomeadamente a presença de blocos orientados NE-SW, em relação com acidentes paralelos ao sistema de falhas da Messejana. A subsidência terciária acumulada é menor, observando-se genericamente uma superfície de fundo da bacia basculada para SE, correspondente ao prolongamento do próprio flanco oriental da Serra de Grândola sob a

* Centro de Geologia da Univ. de Lisboa e GeoFCUL. Fac. de Ciências, Campo Grande C-2, 5º. 1700 LISBOA. PIMENTEL FC.UL.PT

cobertura terciária (pendor de 0.8%), definindo o depocentro desta bacia na faixa Torre Vã-Canhestros. Esta faixa é delimitada a SE pela Falha de Farrôbo, a qual eleva o substrato cerca de uma centena de metros. As espessuras oscilarão entre 50 e 100 metros, com a superfície do tecto rondar as cotas 0 a 50 metros na faixa depocêntrica e uma centena de metros superior a SE da Falha de Farrôbo, indiciando uma movimentação pós-deposicional desta.

Na Bacia do Sado a S de Alcácer do Sal, poderá assim considerar-se a existência de duas bacias distintas, cada uma limitada por um acidente tectónico originando uma escarpa com áreas elevadas e apresentando um eixo depocêntrico que lhe é aproximadamente paralelo: a bacia do Torrão limitada a NE pela respectiva falha (WNW-ESE) e com eixo correspondente ao alinhamento Grândola-Ferreira; a bacia da Messejana, limitada a SE pela respectiva falha (NE-SW) e com eixo no alinhamento TorreVã-Canhestros. A posição dos bordos tectónicos e dos respectivos eixos depocêntricos definiria um pendor regional, orientando os acarreios na sua direcção.

Na bacia da Messejana os depósitos da Fm de Vale do Guizo afloram numa faixa com 5 a 10 km entre as falhas da Messejana e de Farrôbo, enquanto na bacia do Torrão afloram na área entre a falha do Torrão e o rio Sado, bem como junto à falha de Grândola. No entanto, em sondagens foi possível constatar que aqueles depósitos se encontram em profundidade em grande parte da extensão das duas bacias, se bem que não existam dados a W da rib. de Campilhas.

3. SEDIMENTOLOGIA

Os depósitos terciários basais caracterizam-se e distinguem-se essencialmente pela sua fácies continental, carácter detrítico imaturo, marmoreado vermelho/branco e evidências de carbonatações com intensidades variáveis. Estas características são comuns à generalidade dos depósitos basais da bacia, permitindo identificá-los facilmente no terreno ou em testemunhos de sondagem, bem como distingui-los dos restantes depósitos neogénicos sobrejacentes.

Na base da sequência encontra-se um membro conglomerático e fortemente carbonatado, traduzindo uma sedimentação de alta energia, a par de uma precipitação química de carbonatos, o que leva a considerar a existência de processos de percolação freática de fluidos carbonatados, provocando a redução, marmoreado "pseudo-gley" e, por fim, a carbonatação maciça dos depósitos grosseiros anteriormente acumulados em condições oxidantes sub-aéreas. O membro seguinte é constituído por alternâncias areno-lutíticas maciças, organizadas em sequências básicas métricas, com carbonatação incipiente e côres vermelho-tijolo. Nos topos lutíticos, as marcas de pedogénese são frequentes, incluindo "peds", "slickensides" e marmoreado, traduzindo a alternância de fases de secura e de saturação hídrica. No último membro predominam os lutitos com colorações claras e intensa calcretização, apresentando localmente um espesso calcreto atribuído também à circulação freática de fluidos, talvez próxima de um ambiente palustre.

As sequências estudadas consistem predominantemente na associação, em proporções variáveis, de quatro litofácies (Miall, 1996): fácies conglomeráticas Gms (fluxos gravíticos de carga detrítica areno-conglomerática, "debris-flows"), fácies areníticas Sc (fluxos com elevada carga sólida arenosa) ou Sm (decantação de areias sem gradação ou estratificação aparentes) e fácies lutíticas Fm (lutitos depositados por inundações efémeras). Todas estas litofácies traduzem fluxos com elevada energia e declínio abrupto, provocando deposição não estruturada dos materiais. A própria geometria das sequências básicas e o seu empilhamento sem truncaturas significativas, corroboram a natureza dos processos deposicionais antes enunciados, traduzidos nos elementos arquitecturais SG (sedimentos de fluxo gravítico) e LS (mantos arenosos planares) (Miall, 1996). Os depósitos traduzem a existência de mantos de detritos não-canalizados e espasmódicos, configurando ambientes de leque aluvial. Estes pressupõem a presença de contrastes morfológicos importantes e precipitação concentrada no tempo, o que é compatível com o desenvolvimento de leques na dependência das escarpas tectónicas recém-criadas (Torrão e Messejana)

Verifica-se uma tendência macrossequencial positiva na generalidade dos perfis, manifestada na diminuição da abundância e granularidade dos níveis conglomeráticos, no aumento da proporção dos níveis lutíticos e na substituição das condições oxidantes por condições redutoras.. Esta retrogradação do sistema de leques aluviais, no sentido da diminuição da energia e das condições de drenagem, deverá corresponder à progressiva colmatação das bacias, acompanhada pela gradual degradação das escarpas, após um forte levantamento tectónico inicial.

O quartzo é geralmente predominante na fracção conglomerática, encontrando-se na bacia do Torrão pórfiros e gneisses da ZOM/MB, em proporções decrescentes para o topo e para SW, mas estando sempre presentes até junto à falha de Grândola. Na metade oriental da bacia da Messejana encontram-se também clastos de quartzito, xisto e jaspe, enquanto as rochas básicas aumentam desde 10 até 50% em direcção à proximidades de Ferreira do Alentejo. As areias são geralmente muito grosseiras, mal calibradas e simétricas (valores médios de $M = 0.46\ \phi$; $\sigma = 1.51$;

Sk=0.05), indicando um transporte enérgico e muito pouco selectivo. Predominam os grãos de quartzo (80 % a 95 %), além de feldspatos e litoclastos de rochas plutónicas ácidas, de gneisses félsicos e de pórfiros ácidos. Os litoclastos de xisto e quartzito apenas são significativos nos depósitos mais meridionais. Nos Minerais Pesados, além dos grãos opacos, predomina a andaluzite e o epídoto sobre a turmalina, granada e zircão, ocorrendo minerais máficos apenas nos depósitos do bordo SE da bacia. A composição dos conglomerados e das areias traduz assim um alimentação predominante dos terrenos ígneos da ZOM/MB situada a leste, sendo menos importantes os acarreios provenientes da ZSP. O conteúdo argiloso é composto por atapulgite, esmectite e ilite+caulinite em partes iguais, indicando condições de drenagem superficial e freática deficientes. O estudo dos calcretos em L.d. evidenciou o predomínio de processos de epigénese carbonatada dos silicatos, atribuídos à percolação freática de soluções alcalinas (Pimentel et al., 1986).

4. PALEOGEOGRAFIA (Fig. 2)

A localização, configuração e natureza litológica dos diversos "horsts" e "grabens", foram factores que condicionaram fortemente as características geométricas e composicionais do preenchimento bacias do Torrão e da Messejana. Na primeira, os acarreios provinham de leques aluviais alimentados nas áreas elevadas de Torrão-Alcáçovas, atingindo as imediações de Grândola, onde se misturavam com os detritos lançados no sopé da respectiva escarpa. Esta bacia terá tido continuamente um pendor para SW, o qual foi mantido através de sucessivos impulsos tectónicos de subsidência diferencial e basculamento para SW, compensando o progressivo preenchimento sedimentar.

Na bacia da Messejana, os desníveis existentes despoletaram o desenvolvimento de múltiplos leques aluviais, alimentados na escarpa da falha da Messejana e em toda a região elevada a SE. Por seu lado, o bordo oriental da bacia e as áreas adjacentes a leste apresentariam um pendor generalizado para ocidente, promovendo o acarreio de litoclastos de rochas plutónicas e feldspatos das rochas plutónicas da ZOM/MB e contribuindo para gerar os depósitos arcósicos presentes nos sectores orientais da bacia. O limite ocidental desta bacia é incerto, por inexistência de afloramentos para W do rio Sado, parecendo coincidir com o meridiano de Alvalade.

O alinhamento Grândola-Ferreira separaria estas duas bacias paleogénicas, correspondentes a duas áreas com subsidências e pendores distintos. A amplitude da subsidência paleogénica de ambas as bacias deverá ter sido da ordem de uma centena de metros, sendo porém mais variável e atingindo valores mais elevados na Bacia do Torrão (0 a 200 m, de NE para SW) do que na Bacia da Messejana (50 a 100 m).

5. CONCLUSÕES

A génese e estruturação da Bacia do Sado está intimamente relacionada com as primeiras fases compressivas da orogenia alpina, resultantes do choque entre as placas africana e eurasiática. No Eocénico médio (há cerca de 50 Ma), a fase pré-pirenaica traduziu-se no interior da Península Ibérica por fortes esforços compressivos orientados NNE-SSW, provocando a reactivação de diversos acidentes tardi-hercínicos do Maciço Hespérico, entre os quais as falhas da Messejana, de Grândola e do Torrão, no Baixo Alentejo ocidental. As condições morfo-tectónicas e climáticas despoletaram a sedimentação intensa na dependência dos blocos tectónicos recém-criados, tendo as áreas levantadas fornecido abundante material detrítico grosseiro, carreado para as áreas adjacentes através de canhões encaixados nas montanhas e nas respectivas frentes escarpadas. As temperaturas elevadas e a sub-aridez acentuada promoveram o desenvolvimento de leques aluviais enraízados nas escarpas e estendidos ao longo das áreas aplanadas e deprimidas adjacentes, correspondentes às bacias do Torrão e da Messejana. As características das neoformações presentes nos depósitos, nomeadamente o seu conteúdo esmectítico e atapulgítico e as abundantes calcretizações, são aspectos que corroboram as condições climáticas antes enunciadas, podendo ser atribuídas a processos de alteração nas áreas de alimentação e também (ou até principalmente) a processos pós-deposicionais associados à circulação freática de soluções salinas.

O contexto apresentado, bem como as carcaterísticas sedimentológicas dos depósitos permitem a correlação litostratigráfica e tectono-sedimentar da Formação de Vale do Guizo com outras formações paleogénicas em Portugal, levando a excluír uma eventual idade miocénica. As marcas de uma segunda fase tectónica paleogénica - fase pirenaica do Eocénico superior (há cerca de 40 Ma) - não se encontram registadas nas sequências sedimentares das duas bacias, ao contrário do que se regista na Bacia do Baixo Tejo (Azevêdo & Pimentel, 1995)., levando a crer que Baixo Alentejo ocidental a sedimentação se terá atenuado e cessado antes desse episódio orogénico. A Formação de

Vale do Guizo representará assim o intervalo entre as fases pre-pirenaica e pirenaica, correspondendo nesse caso inteiramente ao Eocénico. Posteriormente, os respectivos depósitos foram afectados por deslocações tectónicas que originaram diversos horsts e grabens no interior da bacia, relacionadas com fases tectónicas mais recentes, nomeadamente no Miocénico superior e no Quaternário (Pimentel, 1997).

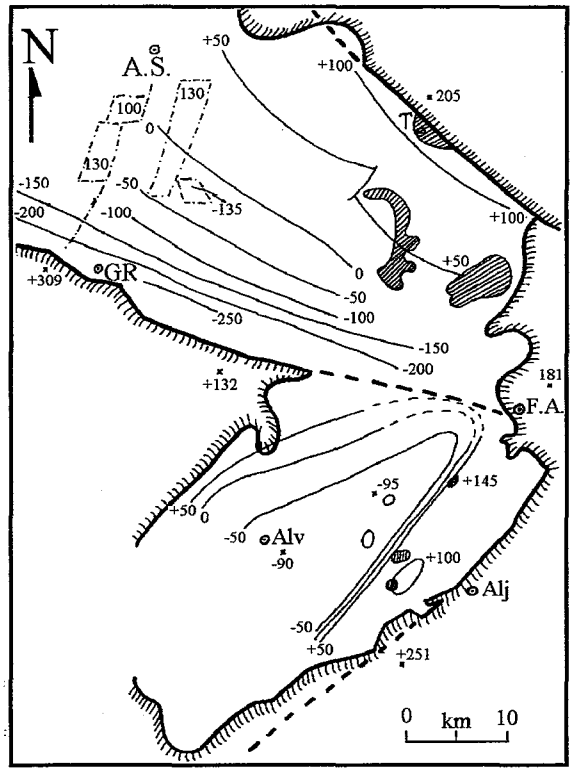
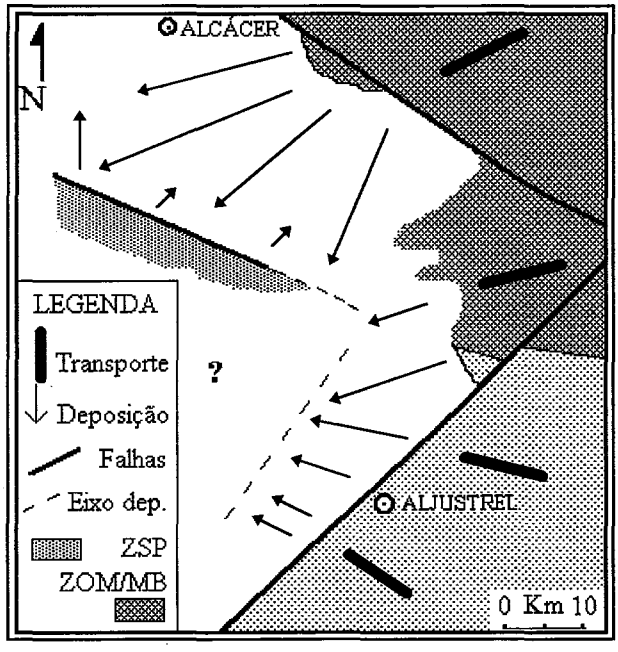


Fig. 1 - Topografia do fundo da Bacia do Sado (base da Fm de Vale do Guizo), com base em sondagens e afloramentos. (Cotas; curvas de nível a cheio; blocos adapt. de Oliveira et al. (1993) a ponto-traço; Paleozóico a tracejado. Alj - Aljustrel; A.S. - Alcácer do Sal; ; F.A. - Ferreira do Alentejo; GR - Grândola.

Fig. 2 - Reconstituição paleogeográfica para a Fm de Vale do Guizo



BIBLIOGRAFIA

ANTUNES, M.T. (1983) - Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000, Folha 39-C (Alcácer do Sal) e Notícia Explicativa. *Serv. Geol. de Portugal*

AZEVÊDO, T.M. & PIMENTEL, N.L. (1995) . Dados para a discussão da génese da Bacia do Tejo-Sado no Paleogénico. *Mem. e Not.*, M.LM.G. da Univ. Porto, 102 (B): pp. 897-902.

DELFIM DE CARVALHO (1992) - Carta Geológica de Portugal na escala 1:500.000 (dir.). *Serv.Geol. de Portugal.*

FEIO, M. (1951) - A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Com. Serv. Geol. Port.*, 32: pp. 303-477.

GAIDA, R. (1984) - Die Tertiare und Quartare Reliefentwicklung des Baixo Alentejo. *Duss. Geogr. Schr.* 23, 119 p.

GONÇALVES, F. & ANTUNES, M.T. (1992) - Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000, Folha 39-D (Torrão) e Notícia Explicativa. *Serv. Geol. de Portugal.*

MIALL, A. D. (1996) - The Geology of Fluvial Deposits. *Springer Verlag*, Berlin. 582 p.

OLIVEIRA, M.J.; MATOS, J.X.; BENGALA, J.M.; SILVA, M.C.; SOUSA, P.O.; TORRES, L.M. (1993) - Lagoa Salgada, um novo depósito na Faixa Piritosa Ibérica, Bacia terciária do Sado.. *Est.Not.Trab. S.F.M.*, 35: pp. 55-89.

PIMENTEL, N.L. (1997) - O Terciário da Bacia do Sado, sedimentologia e análise tectono-sedimentar. Diss. Doutoram. (n.publ.). *F.C.U.L.* 381 p.

PIMENTEL, N.L.; WRIGHT, V.P.; AZEVÊDO, T.M. (1996) - Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of S Portugal. *Sedim. Geol.*, 105: pp. 1-10.

RIBEIRO, C. (1866) - Descrição do terreno quaternário das bacias dos rios Tejo e Sado. *Mem. Com.Geol.Porl,* 6. 164 p.

ZBYSZEWSKI, G.; FEIO, M.; ALMEIDA, F.M. (1950) - Contribuição para o conhecimento dos terrenos terciários do Alentejo. *Actas XIII Congr.Luso-Esp. Progr. Ciências*, T.5: pp.509-530.

A Formação de Esbarrondadoiro (Miocénico superior, Bacia do Sado) - sedimentologia e paleogeografia

N. L. PIMENTEL*

Palvras-chave: Fácies, processos deposicionais, paleoambientes, golfo marinho.

Resumo: É apresentado o estudo sedimentológico da Formação de Esbarrondadoiro e nterpretados os processos deposicionais, concluindo-se acerca da existência de fácies de carácter marinho, litoral e parálico, bem como de acarreios continentais grosseiros ("fan-deltas"). A distribuição regional aponta para um golfo marinho entrando entre Grândola e e Alcácer, até Alvalade (Fig. 1).

Key-words: Upper Miocene, Souhern Portugal, sedimentology, palaeoenvironments, marine gulf.

Abstract: Sedimentology and interpretation of the Esbarrondadoiro Formation (Messinean, Sado Basin, S Portugal), with the identification of marine, litoral, paralic and continental influences (fan-deltas). Palaeogeographic reconstruction of a marine gulf from Alvalade to the NW (Fig. 1).

1. INTRODUÇÃO

A Formação de Esbarrondadoiro, definida por Antunes et al. (1986), corresponde aos "conglomerados, areias e siltes com fósseis marinhos" de idade miocénica, presentes na Bacia Terciária do Tejo-Sado a S de Alcácer. As primeiras referências devem-se a Ribeiro (1866): "as camadas terciárias marinas encerrando muitas conchas quebradas (...) revelam que são depósitos de praias dentro de alguma bahia ou enseada". Choffat (1950) correlacionou o corte de Esbarrondaoiro com o Tortoniano de Cacela (Algarve oriental), enquanto Zbyszewski et al. (1950) e Feio (1951) consideraram três unidades com idades entre o Helveciano e Saheliano, traduzindo uma transgressão que teria avançado até Ferreira do Alentejo e Alvalade. A estratigrafia veio a ser detalhada por Antunes et al. (1986), concluindo que o conjunto representa um intervalo restrito (Messiniano sup. - Zancleano inf., cerca de 2 Ma), sem qualquer sobreposição temporal com as unidades de Lisboa ou de Alcácer do Sal, sendo parcialmente contemporâneo da jazida de Cacela. Estes depósitos correponderiam assim a uma unidade estratigráfica e estrutural autónomas - a Formação de Esbarrondadoiro e a Bacia de Alvalade, respectivamente. Segundo Antunes & Pais (1993), o mar teria penetrado nesta bacia por SW, ao longo dos fossos de Aljezur-São Teotónio-Odemira e da Falha da Messejana, sendo fechado a N pelos "horsts" de Chagas-Valverde (a S de Alcácer do Sal).

O trabalho agora apresentado corresponde ao estudo sedimentológico da Formação de Esbarrondadoiro, fundamentando um modelo paleogeográfico distinto e no qual se evidencia mistura de influências continentais e marinhas. Dados e interpretações mais detalhados poderão ser encontrados em Pimentel (1997, pp. 153-206).

2. SEDIMENTOLOGIA

A Formação de Esbarrondadoiro apresenta uma disposição sub-horizontal, a cotas próximas de 60 m e com espessuras entre 10 e 20 metros, cobrindo grande parte da Bacia do Sado a S de Alcácer do Sal, mas estando ausente no bordo SE (entre as falhas da Messejana e de Farrôbo) e no bordo NE (entre a falha do Torrão e o alinhamento Alcácer-Odivelas). Os depósitos são constituídos por uma sucessão de bancadas métricas areno-lutíticas, geralmente tabulares e com extensão lateral decamétrica, sendo detectáveis importantes variações de fácies à escala regional. Assim, se bem que a formação tenha sido inicialmente definida como um "conjunto de camadas marinhas" (Antunes et al., 1986), considera-se que não se poderá reduzir a sua definição a um determinado ambiente, fácies ou associação faunística, antes tendo que ser definida por simples enquadramento, entre as formações basais paleogénicas e os depósitos culminantes plio-quaternários (Pimentel, 1997). Trata-se portanto de depósitos correspondentes a um mesmo intervalo de tempo, conhecido pelo estudo do conteúdo fossilífero de algumas das suas camadas, mas originados em ambientes diversos e que definem no seu conjunto um único quadro paleogeográfico, como adiante se discutirá.

No conjunto dos depósitos desta formação foram definidas seis litofácies terrígenas, atribuídas a diferentes processos deposicionais (Pimentel, 1997: pp. 166-168). *A (conglomerados de matriz argilosa):* acarreios terrígenos grosseiros, em fluxos de alta viscosidade e energia, por processos sub-aéreos, podendo atingir áreas imersas. *B (areias*

* Centro de Geologia da Universidade de Lisboa e GeoFCUL. Campo Grande C-2, 5° piso. 1700 LISBOA. E-mail: Pimentel a fc.ul.pt

médias soltas): sedimentação rápida a partir de material lançado na plataforma imersa, a pouca distância da costa e a profundidades reduzidas. *C (areias médias a finas maciças)* - "areolas" resultantes da perda rápida de competência dos fluxos submarinos (tidais, de ondulação, de deriva litoral ou de tempestades), a profundidades moderadas. *D (areias finas micáceas)*: condições ser idênticas a C, apenas a profundidades maiores ou em situações de hidrodinamismo mais atenuado, de modo a permitir a decantação das micas. *E (lutitos laminados):* alternâncias rítmicas gradadas atribuídas à ocorrência de "tempestitos". *F (argilas homogéneas)*: decantação em ambiente marinho de alguma profundidade ou acumulação de argilas em áreas inactivas de ambientes parálicos.

A componente carbonatada destes depósitos pode ser de três tipos: pequenas manchas pulverulentas ou concreções associadas à precipitação química em condições de tipo lacustre ou palustre; bancadas bioclásticas compactas geradas em ambiente marinho pouco profundo; conglomerados cimentados por processos freáticos diagenéticos. A componente ferruginosa traduz-se na presença ocasional de pisólitos dispersos ou em bancadas, sendo atribuídos à circulação e acumulação freática de ferro sobre níveis impermeáveis, originando a sua precipitação por evaporação intensa.

A sequência-base mais comum, apresenta a sucessão vertical das fácies B a E, com espessuras crescentes. Estas sequências com 3 a 5 m de potência definem corpos com limites planares sub-horizontais numa extensão superior a 50 metros, considerando-se que correspondem à sedimentação em ambientes litorais pouco profundos. A deposição gradada traduz a decantação a partir de nuvens arenosas litorais, possivelmente na sequência de tempestades, seguida da acumulação de lutitos em suspensão. O predomínio, em espessura, das fácies arenosas ou lutíticas deverá traduzir a maior ou menor proximidade à linha de costa. Por seu lado, os acarreios conglomeráticos de matriz argilosa (fácies A) não apresentam geralmente qualquer ciclicidade ou gradação, constituindo acumulações lenticulares ou simplesmente cunhas de material grosseiro e não estruturado. Localmente, estes materiais encontram-se intercalados nas sequências areno-lutíticas antes descritas, traduzindo a influência de acarreios continentais esporadicamente lançados por "fan-deltas" nas áreas litorais, onde se misturavam com a sedimentação mais fina e cíclica aí desenvolvida. No entanto, estes níveis podem também surgir empilhados entre si, sem a intercalação de níveis arenosos, correspondendo neste caso a complexos amalgamados depositados por sucessivos fluxos gravíticos desenvolvidos em leques aluviais, os quais distalmente dariam origem aos referidos "fan-deltas".

O estudo granulométrico das areias evidenciou um transporte essencialmente fluvial dos grãos (valores médios de Mz = 1.91 ϕ; σ = 0.88; Sk=-0.06), inclusivé no caso das "areolas" (Mz = 2.35 ϕ; σ = 0.87; Sk=-0.14). Apenas algumas amostras do sector a N de Santa Margarida possuem características granulométricas de praia (segundo os gráficos de correlação de Friedman, 1967), o que aponta para uma escassa evolução dos sedimentos fluviais pelos processos costeiros sub-sequentes. A constituição da fracção arenosa inclui quartzo maioritariamente hialino (80%), concreções de côr ocre, micas (até 20%), feldspatos (até 10%) e litoclastos, evidenciando uma alimentação predominante em rochas ígneas, mais acentuada nas amostras mais setentrionais. As características morfoscópicas correspondem geralmente a areias fluviais, excepto no sector NW da bacia, onde se encontram grãos sub-rolados muito brilhantes. Os minerais pesados incluem turmalina abundante e andaluzite, provenientes essencialmente dos terrenos da Zona de Ossa-Morena e Maciço de Beja (ZOM/MB) a leste. A fracção argilosa constitui em média 45% dos sedimentos, predominando as esmectites (cerca de 50%) sobre a ilite e a caulinite. Independentemente do seu ambiente de deposição marinho, litoral ou continental, a esmectite presente na Formação de Esbarrondadoiro deverá ter sido gerada a partir da alteração sub-aérea, por processos pedogénicos associados a vertisolos (Velde, 1985), sendo arrastada para as áreas deprimidas ou imersas, por precipitações concentradas em clima tropical contrastado.

3. VARIAÇÕES REGIONAIS E PALEOGEOGRAFIA

No sector da bacia para N de Santa Margarida, os depósitos presentes, nomeadamente as bancadas calcárias com fauna marinha e os arenitos finos micáceos em níveis tabulares extensos, bem como as associações faunísticas, indicam um carácter predominantemente litoral da sedimentação. Os ambientes de bordadura parálica estão representados por níveis com argilas negras e enxofre, enquanto os ambientes litorais de maior hidrodinamismo se traduzem em areias de "shore-face". Este ambiente prolonga-se para ocidente, testemunhado pelas areias bioclásticas da sondagem de Martim Afonso. Em Esbarrondadoiro, a série sedimentar completa (com cerca de 20 m de espessura) traduz condições litorais com graus de abertura, confinamento ou mesmo influência continental, fortemente variáveis. O máximo de profundidade corresponderá à bancada fossilífera com fauna de águas relativamente profundas e calmas (Balbino, 1995), seguindo-se depósitos de plataforma interna temporariamente abrigada (níveis de ostreídeos) ou afectada por acarreios continentais que se intensificam para o topo.

É essencialmente a partir de Santa Margarida e Esbarrondadoiro para leste que se fazem sentir mais fortemente as influências continentais, sob a forma de acarreios detríticos grosseiros e conglomeráticos, correspondendo à unidade "conglomerados da Formação de Esbarrondadoiro" (Gonçalves & Antunes, 1992). A granularidade desses materiais parece aumentar de Santa Margarida em direcção a NE, indiciando a localização da fonte de alimentação na região do Torrão. A natureza dos clastos presentes (incluindo pórfiros, granitóides e liditos), aponta claramente para uma alimentação em áreas levantadas situadas a leste, onde aloram as litologias da ZOM/MB.

Para S de Santa Margarida, a sedimentação predominantemente litoral cinge-se às áreas mais setentrionais. Ao longo da faixa Alvalade-Canhestros encontram-se sistematicamente as areolas finas micáceas, as bancadas carbonatadas bioclásticas e os fragmentos de ostreídeos, indicadores de condições marinhas pouco profundas e litorais (ou mesmo parálicas). No entanto, para SE dessa faixa, intensificam-se os indícios de influência continental, nomeadamente a presença de acarreios detríticos grosseiros, intercalando-se em depósitos areno-lutíticos. O quartzo e quartzito provinham da Zona Sul Portuguesa (ZSP) a SE e os pórfiros e granitóides da ZOM/MB a NE, estes últimos com uma maior extensão geográfica, chegando mesmo a atingir áreas de franca influência marinha. Já os acarreios de SE parecem cingir-se ao bordo meridional da bacia, onde abundam as bancadas calcárias com pisólitos ferruginosos depositados em ambiente palustre. Para W do Rio Sado, os raros afloramentos indiciam a bordadura do golfo marinho, com sedimentação terrígena grosseira e exposição sub-aérea.

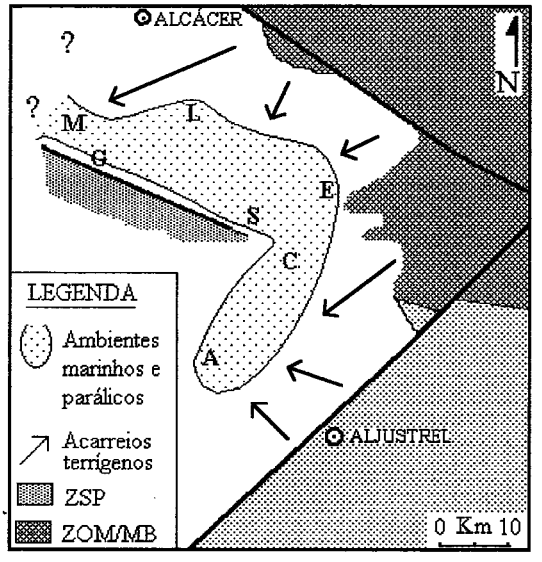


Fig. 1 - Esboço de reconstituição paleogeográfica para a Formação de Esbarrondadoiro (Miocénico superior, Bacia do Sado).

ZSP - Zona Sul Portuguesa;
ZOM/MB - Zona de Ossa Morena e Maciço de Beja
A - Alvalade; C - Canhestros; E - Esbarrondadoiro; G - Grândola;
M - Martim Afonso; L - Algalé; S - Santa Margarida do Sado.

A conjugação dos dados e interpretações apresentados permite traçar as linhas gerais da paleogeografia miocénica da Bacia do Sado a S de Alcácer do Sal. Os depósitos arenosos e lutíticos, por vezes bioclásticos, traduzem uma transgressão marinha que afectou igualmente os dois sectores da bacia. Este episódio deverá ter sido aproximadamente síncrono, estando testemunhado pelos níveis de areolas litorais que se depositaram em quase toda a bacia, numa fase de transgressão generalizada, posterior ao espesso preenchimento continental ante-messineano. Os dados apontam claramente para a existência de duas faixas restritas de influência marinha: uma de Esbarrondadoiro para WNW, possivelmente paralela à falha de Grândola, e uma outra de Esbarrondadoiro para SSW, encurvando em direcção paralela à falha da Messejana. Apenas nestas faixas ocorrem as areolas micáceas, as argilas e os calcários com fauna marinha, nomeadamente seláceos neríticos e bivalves litorais, indiciando assim corresponder às áreas centrais e mais deprimidas da bacia. O mar penetrou através duma faixa entre as falhas de Grândola e do Torrão, estendendo-se para o interior da bacia até à região de Alvalade, estabelecendo-se um golfo pouco profundo, com características de plataforma costeira (profundidade até 20-30 metros ?), bordejado por áreas parálicas. As características dos fósseis sublinham o carácter marinho e litoral da sedimentação, incluindo desde formas profundas (seláceos) a formas costeiras (cirrípedes e ostreídeos, por exemplo). Os organismos de mar aberto encontram-se preferencialmente no sector a N de Santa Margarida (seláceos de Esbarrondadoiro e moluscos estenohalinos de Santa Margarida), enquanto no sector meridional predominam as associações de ambientes mais interiores (seláceos de Vale do Zebro e ostreídeos abundantes em diversos locais), corroborando o modelo paleogeográfico apresentado.

Entretanto, mantiveram-se sempre os acarreios terrígenos provenientes das áreas adjacentes, interdigitando-se nos sedimentos finos litorais através de "fan-deltas". Em direcção a leste acentuam-se as marcas de influência continental e da proximidade de terras emersas, testemunhadas pelos frequentes acarreios conglomeráticos. Estes indicam proveniências de NE e de SE, afluindo para os bordos orientais da bacia. Os acarreios de NE atingiram grandes extensões, podendo eventualmente traduzir um pendor generalizado para SW. No bordo SE, nunca afectado pelas influências marinhas, atingiram-se mesmo condições de clara continentalidade, propícias à génese de calcários palustres e de pisólitos ferruginosos, traduzindo aplanação generalizada e exposição sub-aérea prolongada.

4. CONCLUSÕES

No início do Messiniano a orientação sub-meridiana da compressão regional, ou apenas os esforços locais relacionados com o desenvolvimento das tensões béticas, terão reactivado as falhas de Grândola e do Torrão, acentuando a subsidência do bloco entre ambas. Esta situação permitiu pela primeira vez a entrada de um braço de mar pouco profundo na bacia, apesar dos baixos níveis eustáticos fini-miocénicos, quando comparados com os níveis paleogénicos e do Miocénico médio (vd. Haq et al., 1988). A ingressão marinha penetrou por uma faixa NW-SE adjacente à Falha de Grândola, prolongando-se e inflectindo para SW até ao interior deprimido da bacia ainda não totalmente colmatado. A respectiva sedimentação, com espessura sempre inferior a 30 metros, apresentava características litorais, com deposição de areolas e lutitos contendo fauna marinha, em clima com calor e humidade moderados. Nesses depósitos registam-se no entanto fortes influências e acarreios grosseiros continentais ("fan-deltas"), sublinhando o carácter tendencialmente confinado daquele golfo marinho. A retirada do mar terá ocorrido no Messiniano terminal, sendo atribuível a factores essencialmente eustáticos, nomeadamente ao final do ciclo 3.3 de Haq et al. (1988), cuja ruptura está documentada à escala ibérica (Lopez-Martinez et al., 1987; Cunha, 1992; Calvo et al., 1993). Toda a região ficou então emersa, seguindo-se nova lacuna sedimentar até à instalação de uma rede fluvial exorreica no Baixo Alentejo ocidental, no início do Placenciano (Pimentel, 1997).

Bibliografia

ANTUNES, M.T.; MEIN, P; PAIS, J. (1986) - Depósitos messinianos do Sul de Portugal, mamíferos (incluindo Rodentia e Lagomorpha) e idades K-Ar. *Ciências da Terra,* 8: pp. 55-64.

ANTUNES, M.T. & PAIS, J. (1993) - The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra,* 12: pp. 7-22.

BALBINO, A (1995) - Seláceos (Pisces) do Miocénico terminal da Bacia de Alvalade (Portugal): sistemática, ecologia, paleoambientes e comparação com faunas actuais. *Diss. Doutoram.* (n.publ.). *Univ. Évora.* 200 p.

CALVO, J.P.; DAAMS, R.; MORALES, J.; LOPEZ-MARTINEZ, N.; et al. (1993) - Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. Esp.,* 6 (3/4): pp. 29-40.

CHOFFAT, P. (1950) - Géologie du Cénozoique du Portugal. *Comun. Serv. Geol. Port.,* 30, 183 p.

CUNHA, P.P. (1992) - Estratigrafia e Sedimentologia dos depósitos do Cretácico superior e Terciário de Portugal central, a leste de Coimbra. Dissert. Doutoram. (n.publ.). *F.C.T. Univ. Coimbra.* 262 p.

FEIO, M. (1951) - A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Comun. Serv. Geol. Port.,* 32: pp. 303-477.

FRIEDMANN, P. (1967) - Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *J. Sedim. Petrol.,* 37: pp. 327-354.

HAQ, B.U.; HARDENBOHL, J. ; VAIL, P.R. (1988) - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In Wilgus et al. (Eds.), Sea-level changes-an integrated approach. *SEPM Sp.Publ.* 42: pp. 39-44.

GONÇALVES, F. & ANTUNES, M.T. (1992) - Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000, Folha 39-D (Torrão). Carta e Not. Explicativa. *Serv. Geol. de Portugal.*

LOPEZ-MARTINEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J.P. et al. (1987) - Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.,* 70: pp. 383-392.

PIMENTEL, N.L. (1997) - O Terciário da Bacia do Sado, sedimentologia e análise tectono-sedimentar. Diss. Doutoram. (n.publ.). *F.C.U.L.* 381 p.

RIBEIRO, C. (1866) - Descripção do terreno quaternário das bacias dos rios Tejo e Sado. *Mem Com.Geol.Port.,*6.164 p.

VELDE, B. (1995) - Origin and Mineralogy of Clays. *Springer-Verlag,* Berlin. 334 p.

ZBYSZEWSKI, G.; FEIO, M.; ALMEIDA, F.M. (1950) - Contribuição para o conhecimento dos terrenos terciários do Alentejo. *Actas XIII Congr.Luso-Esp. Progr. Ciências,* T.5: pp.509-530.

Estudo Paleoecológico da Ribeira de Cacela (Miocénico Superior) (Algarve): uma abordagem preliminar.

ANA SANTOS* & TOMASZ BOSKI*

Palavras-chave: Paleoecologia; Paleontologia; Bivalves; Miocénico Superior; Ribeira de Cacela; Algarve.

Resumo: A Ribeira de Cacela, parte integrante do Parque Natural da Ria Formosa (Algarve, Portugal), apresenta um património fóssil abundante e diversificado do Miocénico superior, que desde meados do Século passado começou a ser alvo de atenção por parte de numerosos autores. Apesar da quantidade e diversidade de trabalhos realizados, até ao momento estes nunca foram abordados numa perspectiva paleoambiental. Nesta sequência, o presente trabalho pretende colmatar essa lacuna. Para o efeito estão em curso a identificação e organização da composição sistemática da fauna de bivalves da jazida, para assim poder ser aferido as características paleoecológicas da área de estudo.

Key-words: Paleoecology; Palaeontology; Bivalves; Upper Miocene; Ribeira de Cacela; Algarve.

Abstract: Ribeira de Cacela, lying within in the Ria Formosa Natural Park (Algarve, Portugal), has a great abundance and variety of fossil fauna from the upper Miocene, studied since the mid-nineteenth century by several authors. However no paleoenvironmental analysis of this assemblage has been done until present date. The main purpose of this study is to approach the paleoenvironmental questions, trough the identification and systematic organisation of the bivalve fauna.

INTRODUÇÃO

A jazida fossilífera da Ribeira de Cacela, enquadrada no Parque Natural da Ria Formosa (Algarve, Portugal) (Figura 1), possui um valor paleontológico de extrema importância, sendo mesmo considerada uma referência a nível da paleontologia europeia. Considerada uma Jazida Clássica, o estudo desta remonta aos meados do Século passado. Os trabalhos de Pereira da Costa (1866-67 *in* Dollfus *et al.* 1903-04) e Cotter (1879 *in* Dollfus *et al.* 1903-04) são estudos pioneiros, onde localizam e descrevem, de maneira mais ou menos pormenorizada, os principais afloramentos fossilíferos da jazida. Seguiram-se outros trabalhos, sendo de realçar os efectuados por Dollfus *et al.* (1903-04), Bourcart & Zbyszewski (1940), Chavan (1940), Zbyszewski & Almeida (1950), Veiga Ferreira (1951), Freneix (1957), Brébion (1957), Antunes *et al.* (1981), Pais (1982), Antunes & Pais (1982), Cachão & Silva (1992), Cachão (1995), Gonzales Delgado *et al.* (1995) e Santos *et al.* (1998).

Como se pode verificar através da plêiade de trabalhos efectuados, o interesse por esta jazida é notório, e continua actualmente a merecer uma especial atenção. Contudo, apesar da riqueza e diversidade das associações presentes, sobretudo invertebrados, bem como o excelente estado de preservação tafonómica que alguns exemplares de bivalves e gastrópodes apresentam, estes até ao momento nunca chegaram a ser alvo de um estudo aprofundado, em termos da sua caracterização sistemática, assim como de uma abordagem paleoecológica.

É neste contexto que surge a pertinência na realização deste trabalho, que tem como principal objectivo a caracterização dos paleoambientes da jazida da Ribeira de Cacela. De modo a obter-se uma caracterização abrangente e integrada da área, está em curso um estudo baseado sobretudo na fauna malacológica (Classe Bivalvia) existente nos sedimentos aí aflorantes.

Este estudo inclui:

- A determinação da composição sistemática da associação de bivalves de um modo qualitativo e quantitativo, segundo metodologias de amostragem padronizadas, com vista ao seu estudo paleoecológico;

* Universidade do Algarve, Unidade de Ciências e Tecnologias dos Recursos Aquáticos, Campus de Gambelas, 8000 Faro, Portugal.

•A identificação e a organização do inventário das espécies, de acordo com uma metodologia actualizada e coerente, por forma a obter uma ideia geral da composição sistemática da fauna da jazida;
•O estudo tafonómico da jazida, bem como o estudo da orictocenose nela presente;
•A determinação do significado cronostratigráfico da malacofauna da área de estudo;
•A definição dos factores paleoambientais bióticos e abióticos que condicionaram esta paleocomunidade.

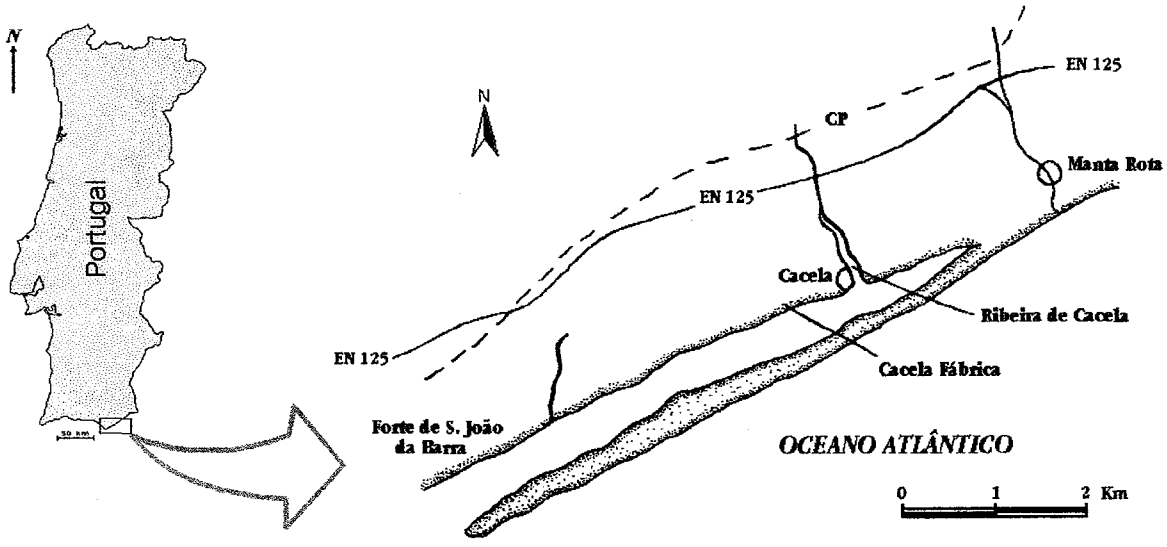


Figura 1 – Localização da jazida fossilífera de Cacela

Do trabalho de campo previsto para este estudo, que inclui duas diferentes estratégias de amostragem, a amostragem por busca e a amostragem volumétrica, apenas foi realizada até ao momento a primeira. Com esta amostragem pretendeu-se fazer a recolha de exemplares completos e particularmente bem conservados. Pretendeu-se igualmente, que esses exemplares fossem representativos do maior número possível de diferentes espécies presentes no local, incluindo espécies pouco abundantes, que de outra forma seriam difíceis de encontrar. O segundo tipo de amostragem, ainda não efectuado, consistirá na recolha de um determinado peso ou volume de sedimento, em locais aleatoriamente definidos para posterior estudo quantitativo.

Do trabalho realizado até ao momento, resultou a recolha de um número considerável de exemplares de bivalves, a partir dos quais foi possível identificar 19 Famílias com 47 espécies (Quadro 1).

Da fauna de bivalves encontrada, é de destacar o excelente estado de preservação tafonómica de grande número de exemplares. De realçar, também, a existência de vestígios de coloração em alguns exemplares, bem como a forma como muitos se encontram preservados em posição de vida, a presença de exemplares com valvas articuladas e fechadas, assim como de exemplares com ornamentação delicada completa (como é por exemplo o caso do *Acanthocardia* (*Acanthocardia*) *paucicostata* (Sowerby, 1839), *Cardium* (*Bucardium*) *hians* (Brocchi, 1814) e *Circomphalus foliaceolamellosus* (Dillwyn, 1817)).

Actualmente, a identificação e determinação da composição sistemática da associação de bivalves, resultante de amostragem qualitativa encontra-se concluída, estando a iniciar-se o estudo de amostragens quantitativas, cujos resultados irão permitir aferir as características paleoecológicas da área de estudo.

Com os resultados que já se obtiveram, é possível confirmar a grande diversidade de espécies de bivalves que caracteriza esta jazida.

Quadro 1 – Moluscos bivalves identificados na jazida fossilífera da Ribeira de Cacela.

Família	**Espécie**
Nuculanidae	Nuculana (Lembulus) pella (Linnaeus, 1767)
Arcidae	Barbatia (Barbatia) mytiloides (Brocchi, 1814)
	Anadara (Anadara) turonica (Dujardin, 1837)
	Anadara (Anadara) diluvii (Lamarck, 1805)
	Anadara (Anadara) pectinata (Brocchi, 1814)
Glycymeridae	Glycymeris (Glycymeris) bimaculata (Poli, 1795)
Mytilidae	Mytilus (Mytilus) scaphoides (Bronn, 1831)
Isognomonidae	Género Isognomon
Pinnidae	Género Pinna
Pectinidae	Chlamys (Chlamys) multistriata (Poli, 1795)
	Pecten (Pecten) bipartitus (Foresti, 1876)
	Flabellipecten fraterculus (Sowerby, 1841)
	Flabellipecten alessii (Philippi, 1836)
	Gigantopecten tournali (De Serres *in* Roger 1939)
Lucinidae	Megaxinus (Megaxinus) transversus (Bronn, 1831)
	Linga (Linga) columbella (Lamarck, 1818)
	Lucinoma borealis (Linnaeus, 1767)
Ungulinidae	Diplodonta (Diplodonta) rotundata (Montagu, 1803)
	Felaniella trigonula (Bronn, 1831)
Carditidae	Megacardita Jouanneti laeviplana (Depèret, 1893)
Astartidae	Astarte (Astarte) fusca incrassata (Brocchi, 1814)
Cardiidae	Cardium (Bucardium) hians (Brocchi, 1814)
	Acanthocardia (Acanthocardia) paucicostata (Sowerby, 1839)
	Trachycardium (Trachycardium) multicostatum (Brocchi, 1814)
Mactridae	Lutraria (Lutraria) lutraria (Linnaeus, 1758)
Solenidae	Solen marginatus (Pulteney, 1799)
Tellinidae	Tellina (Arcopagia) corbis (Brown, 1831)
	Tellina (Arcopagia) crassa (Pennault, 1777)
	Tellina (Peronacea) planata (Linnaeus, 1758)
	Tellina (Moerella) donacina (Linnaeus, 1758)
	Tellina (Serratina) serrata (Renier *in* Brocchi, 1814)
	Tellina (Laciolina) incarnata (Linnaeus, 1758)
	Macoma (Psammacoma) elliptica (Brocchi, 1814)
	Gastrana fragilis (Linnaeus, 1758)
	Leporimetis lacunosa (Chemnitz, 1782)
	Arcopagia ventricosa (De Serres, 1829)
Psammobiidae	Gari (Psammobia) fervensis (Gmelin, 1791)
	Gari (Psammobia) uniradiata (Brocchi, 1814)
Solecurtidae	Solencurtus scopolus (Turton, 1822)
	Azorinus (Azorinus) chamasolen (Da Costa, 1778)
Veneridae	Circomphalus foliaceolamellosus (Dillwyn, 1817)
	Callista (Callista) italica (Defrance, 1818)
	Pelecyora (Pelecyora) brocchii (Deshayes, 1836)
	Pelecyora (Pelecyora) gigas (Lamarck, 1818)
	Paphia (Callistotapes) sallomacensis (Fischer, 1879)
	Clausinella fasciata (Da Costa, 1778)
Hiatellidae	Panopea (Panopea) glycymeris (Born, 1778)

AGRADECIMENTOS

Este trabalho está a ser financiado pelo Programa PRAXIS XXI através de uma bolsa de mestrado atribuída a A. Santos (Ref. PRAXIS/BM/12514/97). Os autores agradecem à Dr. Barbara Studencka (Museu da Terra, Varsóvia) pela orientação e auxílio no trabalho de identificação dos bivalves, bem como ao Parque da Natural da Ria Formosa pela colaboração e interesse sempre demonstrado. À Dr. Delminda Moura e Vítor Guerreiro pela ajuda nos trabalhos de campo.

BIBLIOGRAFIA

ANTUNES, M. T.; BIZON, G.; NASCIMENTO, A. & PAIS, J. 1981 - *Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal), et l'evolution géologique regional.* Ciências da Terra (U.N.L.), Lisboa, 6: 153 - 168.

ANTUNES, M.T. & PAIS, J. 1992 - *The Neogene and Quaternary of Algarve. in* Atlantic General Events During Neogene, I Cong. RCANS, Ciências da Terra (U.N.L.), nº esp. II: 57-66.

BOURCART, J. & BYSZEWSKI, G. 1940 - *La faune de Cacela en Algarve (Portugal).* Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, XXI: 3-60.

BRÉBION, Ph. 1957 - *Le Mitra fusiformis des couches tortoniennes de Cacela est une espéce nouvelle: Mitra pereirai n. sp.* Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, XXXVIII (1): 241-242.

CACHÃO, M. & SILVA, C.M. 1992 - *Neogene palaeogeographic evolution of Algarve Basin (Southern Portugal): a two step model. Preliminary data.* Gaia, 4: 39-42.

CACHÃO, M. 1995 - *Utilização de nanofósseis calcários em biostratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à proplemática do Coccolithus pelagicus.* Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa, 356 p.

CHAVAN, A. 1940 - *Les fossiles du Miocène supérieur de Cacela.* Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, XXI: 61-106.

COTTER, J.C.B. 1879 - *Fósseis das bacias Terciárias marinhas do Tejo, do Sado e do Algarve.* Jorn. Sc. Math. Phys. Naturaes, Lisboa, VII (26): 112-122.

DOLLFUS, G.F.; COTTER, J.C. & GOMES, J.P. 1903-04 - *Mollusques Tertiaires du Portugal. Planches de Cephalopodes, Gastéropodes et Pélècypodes laissés par F.A. PEREIRA DA COSTA.* Com. Service Géologique du Portugal, Lisboa, 46+VIII pp.

FERREIRA, O.V. 1951 - *Os Pectinídeos do Miocénico do Algarve.* Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, XXXII (1): 153-173.

FRENEIX, S. 1957 - *Lamellibranches nouveaux du Miocéne du Portugal.* Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, XXXVIII (1): 227-239.

PAIS, J. 1982 - *O Miocénico do litoral Sul Português. Ensaio de síntese.* Estudo Complem. Grau de Doutor (UNL), Lisboa, 47 p.

SANTOS, A.; BOSKI, T.; CACHÃO, M.; SILVA, C.M. DA; MOURA, D. & FONSECA, L.C. DA 1998 - Jazida fossilífera de Cacela (Parque Natural da Ria Formosa, Algarve). Um exemplo de Património Paleontológico a salvaguardar. V Congresso Nacional de Geologia (neste volume).

ZBYSZEWSKI, G. & ALMEIDA, F.M. 1950 - *Os peixes miocénicos portugueses.* Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, XXXI: 309-412.

Mamíferos marinhos do Neogénico de Portugal. Distribuição geográfica e estratigráfica

MÁRIO ESTEVENS *

Palavras-chave: Mamíferos marinhos; Neogénico; Portugal; distribuição geográfica e estratigráfica; correlação com variações ambientais.

Resumo: Os Mamíferos marinhos fósseis estão muito pouco estudados em Portugal. O estudo recentemente retomado não permite ainda apresentar resultados sistemáticos. Contudo, é possível delinear, em traços gerais, a distribuição geográfica e estratigráfica das jazidas de Mamíferos marinhos do Neogénico de Portugal (Fig. 1). Tentou-se, igualmente, relacionar as tendências exibidas por estas distribuições com variações horizontais e verticais das condições ambientais. De modo geral, os Sirenia ocorrem em ambientes pouco profundos, de águas quentes e fraca energia; enquanto que os Cetacea são mais frequentes em ambientes abertos, de maior profundidade e águas mais temperadas.

Key-words: Marine mammals; Neogene; Portugal; geographic and stratigraphic distribution; correlation with environmental changes.

Abstract: Fossil marine mammals are poorly studied in Portugal. The recently resumed study has not produced systematic results yet. However, a general overview of the geographic and stratigraphic distributions of marine mammal localities from the Neogene of Portugal is already possible to present (Fig. 1). An attempt of correlation between the trends shown by the referred distributions and the horizontal and vertical environmental changes is also presented. In general, sirenians occur in deposits representing shallow, warm, low energy aquatic environments; while cetaceans are clearly more frequent in more open, deep and temperate marine environments.

INTRODUÇÃO

Tradicionalmente, o termo Mamíferos marinhos designa os membros de três ordens, não aparentadas, de Mamíferos que, por evolução convergente, se adaptaram a um modo de vida aquático: Cetacea, Sirenia e Pinnipedia (no entanto, esta última é actualmente considerada como um agrupamento polifilético de famílias incluídas na ordem Carnivora). Embora a maioria destes animais seja marinha, conhecem-se formas, actuais e fósseis, que são habitantes de meios dulciaquícolas e/ou salobros.

Desde há muito conhecidos nos terrenos neogénicos do nosso país (ESCHWEGE, 1831), os Mamíferos marinhos são um grupo que, a bem dizer, se encontra ainda por estudar em Portugal (ANTUNES, 1984). De facto, apesar de as referências a restos de Mamíferos marinhos serem frequentes nos estudos sobre o Neogénico português, escasseiam trabalhos de descrição, figuração e classificação (VANDELLI, 1831; KELLOGG, 1938-40; ZBYSZEWSKI, 1944, 1953, 1954; ANTUNES, 1959, 1979; MATA, 1963; JONET, 1980-81). Desta forma, existe uma quantidade apreciável de material fóssil de Mamíferos marinhos, depositada em instituições nacionais e estrangeiras, que permanece por estudar.

O estudo sistemático dos Mamíferos marinhos do Neogénico de Portugal foi retomado pelo autor no Centro de Estudos Geológicos da Faculdade de Ciências e Tecnologia, sob a orientação do Prof. Doutor Miguel Telles Antunes. Nesta fase do trabalho ainda não é possível apresentar conclusões sistemáticas. No entanto, com base nos dados publicados e na inventariação do material depositado na Faculdade de Ciências e Tecnologia da UNL e no Instituto Geológico e Mineiro é possível delinear, em traços gerais, a distribuição geográfica e estratigráfica das jazidas de Mamíferos marinhos do Neogénico português. Torna-se possível, igualmente, relacionar as tendências exibidas por estas distribuições com variações horizontais e verticais das condições paleogeográficas e paleoecológicas. Note-se, no entanto, que nem todo o material fóssil de Mamíferos marinhos do Neogénico de Portugal está incluído nesta análise (nomeadamente aquele depositado no Museu Nacional de História Natural da Universidade de Lisboa), pelo que as conclusões apresentadas são provisórias.

DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA E ESTRATIGRÁFICA

Na Fig. 1 estão representadas as distribuições geográfica e estratigráfica das 56 jazidas neogénicas do território continental português onde foram assinalados restos de Mamíferos marinhos.

Embora ocorram em todas as bacias neogénicas portuguesas, a distribuição das jazidas é desigual: a esmagadora maioria encontra-se na Bacia do Baixo Tejo (BBT), mais precisamente na região de Lisboa-Pen. de Setúbal. Poucas jazidas se encontram nas bacias terciárias localizadas mais a Sul. Apenas uma ocorrência foi registada para a Ilha de Santa Maria, nos Açores (COTTER, 1888-92). Esta tendência resulta, em grande parte, do facto de a BBT constituir a mais importante e completa sucessão neogénica em Portugal (ANTUNES *et al.*, 1996). O mesmo motivo levou a que esta tenha, desde sempre, sido a bacia mais estudada e aquela onde foram realizadas mais colheitas de fósseis. Desta

* Centro de Estudos Geológicos, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Quinta da Torre, 2825 Monte de Caparica, e-mail: estevens@mail.telepac.pt

tendência preferencial de colheita resulta uma distribuição geográfica desiquilibrada dos Mamíferos marinhos do Neogénico de Portugal. Uma prospecção mais detalhada das outras bacias terciárias poderá conduzir à descoberta de novas jazidas que atenuem esta tendência de distribuição.

No que respeita à distribuição estratigráfica, os Mamíferos marinhos ocorrem em quase todas as unidades miocénicas, desde as mais antigas (Aquitaniano da BBT) até as mais recentes (Messiniano final, na Bacia de Alvalade). Contrariamente, para o Pliocénico apenas se poderá eventualmente referir a jazida de Olhos de Água, no Algarve, de acordo com recentes datações $^{87}Sr/^{86}Sr$ do nível com moluscos (ANTUNES *et al.*, 1997). No entanto, os Vertebrados encontrados em camada subjacente à que foi datada apontam para o Miocénico méd.-sup. (ANTUNES, 1979).

A Fig. 1 evidencia as diferenças entre os vários grupos de Mamíferos marinhos, no que concerne à sua distribuição geográfica e estratigráfica. Assim, no que respeita à BBT, os Sirénios são frequentes em Lisboa desde o Aquitaniano até final do Langhiano (ANTUNES, 1984), practicamente desaparecendo depois (apenas alguns registos no Serravaliano méd.). Na Pen. de Setúbal existe um único registo para o Burdigaliano inf. No entanto, na extensão sudeste da BBT, correspondente à região de Alcácer do Sal, estes ocorrem mais tarde (Serravaliano sup.) (ANTUNES & MEIN, 1983); e na Bacia de Alvalade, ainda mais a Sul, ocorrem ainda mais tardiamente (Messiniano final) (ANTUNES *et al.*, 1986). A única ocorrência de Sirénios no Algarve corresponde à jazida de Olhos de Água (ANTUNES, 1979).

Inversamente aos Sirenia, os Cetáceos apenas se tornam abundantes no Neogénico português a partir da passagem Langhiano-Serravaliano, especialmente na BBT (ANTUNES, 1984). Apenas se conhecem três ocorrências desta ordem no Miocénico inf.: duas no Burdigaliano méd. da Pen. de Setúbal (BBT) e outra na Form. de Lagos-Portimão, no Algarve (Burdigaliano?). No litoral alentejano, em Melides, existe um registo (ZBYSZEWSKI, 1954), contemporâneo dos mais recentes níveis bem datados da BBT. Por outro lado, na Bacia de Alvalade e no Algarve são conhecidos Cetáceos em níveis do Miocénico final (ANTUNES *et al.*, 1986), sem equivalente temporal conhecido na BBT. Ainda no Algarve, foram encontrados Cetáceos na jazida de Olhos de Água (ANTUNES, 1979).

Dos "Pinípedes" apenas se conhece um registo comprovado de um membro da família Phocidae para o Serravaliano sup. da Pen. de Setúbal (BBT) (ANTUNES *et al.*, 1995).

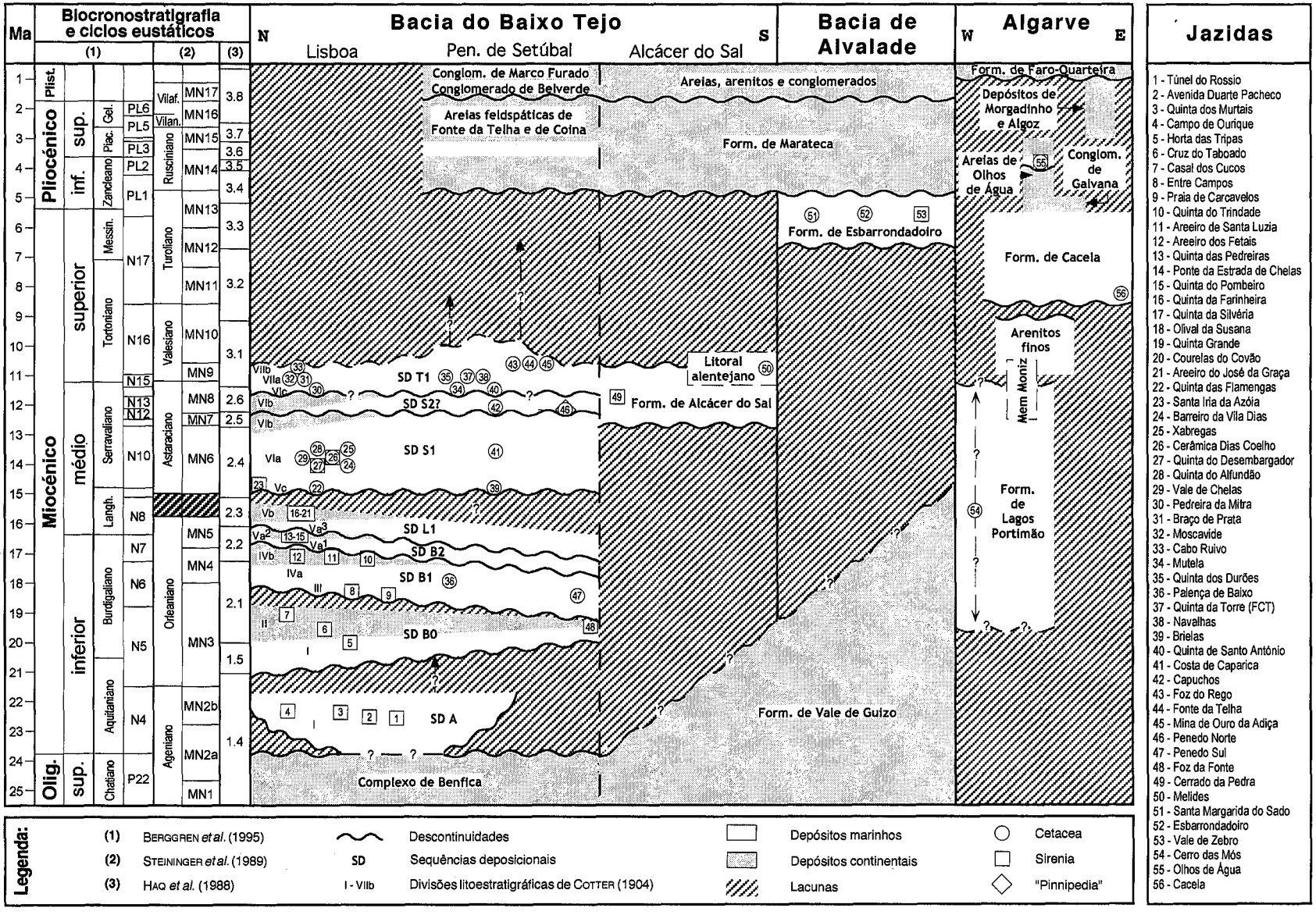
CONCLUSÕES

A quase exclusão estratigráfica de Sirénios e Cetáceos na região vestibular da BBT resulta de importantes alterações das condições ambientais que ocorreram nesta bacia durante a passagem Langhiano-Serravaliano (ANTUNES & PAIS, 1984). O clima subtropical a tropical e os pequenos golfos marinhos protegidos que aí prevaleceram do Miocénico inf. ao início do Miocénico méd. (ANTUNES *et al.*, 1996), eram muito mais adequados para os Sirénios do que os ambientes marinhos mais temperados, abertos e profundos que se sucederam (ANTUNES *et al.*, 1996), os quais são mais favoráveis à ocorrência de Cetáceos. No que respeita à distribuição geográfica na BBT, a ocorrência preferencial de Sirénios na região de Lisboa e Cetáceos na Pen. de Setúbal está relacionada com a predominância de depósitos de menor profundidade (zona fótica), essencialmente do Miocénico inf., na primeira; em contraste com os sedimentos francamente marinhos, de maior profundidade, do Miocénico méd. e sup., que cobrem a maior parte da segunda (ANTUNES *et al.*, 1996). A ocorrência de um Phocidae no Penedo Norte parece corroborar estas suposições.

A permanência de Sirénios na região de Alcácer do Sal (Cerrado da Pedra) e Bacia de Alvalade (Vale de Zebro) (pelo menos até o Miocénico final nesta última), indica a persistência de golfos protegidos pouco profundos e águas moderadamente quentes nestes locais (ANTUNES, 1983; ANTUNES *et al.*, 1986), após o aumento de profundidade e arrefecimento do meio marinho verificado na região de Lisboa-Pen. de Setúbal (BBT) no final do Langhiano (ANTUNES & PAIS, 1984), que levou à sua extinção. A retirada dos Sirénios para Sul está de acordo com a acentuação do gradiente térmico latitudinal verificada na margem atlântica norte-oriental durante o Miocénico (LAURIAT-RAGE *et al.*, 1993). Por outro lado, a ocorrência de um cetáceo em Melides é compatível com o meio marinho litoral francamente aberto reconhecido para estes depósitos (PRATES & CARVALHO, 1983-85) e seus correlativos da região de Lisboa-Pen. de Setúbal (BBT). Na Bacia de Alvalade, ambientes marinhos mais abertos (Santa Margarida do Sado) ou relativamente mais profundos (Esbarrondadoiro), possibilitaram a ocorrência de Cetáceos contemporaneamente aos Sirénios de Vale de Zebro (ANTUNES *et al.*, 1986).

A pouca representatividade dos Mamíferos marinhos na totalidade do Neogénico algarvio não permite tirar muitas ilações de índole ambiental. São conhecidos Cetáceos em ambiente de plataforma carbonatada temperada (Cerro das Mós) e em ambiente marinho litoral (Cacela) (ANTUNES *et al.*, 1981). A jazida de Olhos de Água tem sido interpretada como correspondendo a um ambiente costeiro pouco profundo, na proximidade de um estuário (ANTUNES *et al.*, 1997).

De modo geral, a distribuição dos Mamíferos marinhos no Neogénico português está condicionada por factores paleoecológicos e paleogeográficos: os Sirenia preferem ambientes pouco profundos, de águas quentes e fraca energia, com coberto vegetal importante; enquanto que os Cetacea são mais frequentes em ambientes abertos, de maior profundidade e de águas mais temperadas.



1 - Túnel do Rossio
2 - Avenida Duarte Pacheco
3 - Quinta dos Murtais
4 - Campo de Ourique
5 - Horta das Tripas
6 - Cruz do Taboado
7 - Casal dos Cucos
8 - Entre Campos
9 - Praia de Carcavelos
10 - Quinta do Trindade
11 - Areeiro de Santa Luzia
12 - Areeiro dos Fetais
13 - Quinta das Pedreiras
14 - Ponte da Estrada de Chelas
15 - Quinta do Pombeiro
16 - Quinta da Farinheira
17 - Quinta da Silvéria
18 - Olival da Susana
19 - Quinta Grande
20 - Courelas do Covão
21 - Areeiro do José da Graça
22 - Quinta das Flamengas
23 - Santa Iria da Azóia
24 - Barreiro da Vila Dias
25 - Xabregas
26 - Cerâmica Dias Coelho
27 - Quinta do Desembargador
28 - Quinta do Alfundão
29 - Vale de Chelas
30 - Pedreira da Mitra
31 - Braço de Prata
32 - Moscavide
33 - Cabo Ruivo
34 - Mutela
35 - Quinta dos Durões
36 - Palença de Baixo
37 - Quinta da Torre (FCT)
38 - Navalhas
39 - Brielas
40 - Quinta de Santo António
41 - Costa de Caparica
42 - Capuchos
43 - Foz do Rego
44 - Fonte da Telha
45 - Mina de Ouro da Adiça
46 - Penedo Norte
47 - Penedo Sul
48 - Foz da Fonte
49 - Cerrado da Pedra
50 - Melides
51 - Santa Margarida do Sado
52 - Esbarrondadoiro
53 - Vale de Zebro
54 - Cerro das Mós
55 - Olhos de Água
56 - Cacela

Fig. 1 - Distribuição geográfica e estratigráfica das jazidas de Mamíferos marinhos do Neogénico de Portugal. Biocronostratigrafia continental (**2**) e ciclos eustáticos de 3ª ordem (**3**) aferidos a biocronostratigrafia marinha (**1**). Esquemas estratigráficos adaptados de: **Bacia do Baixo Tejo (Lisboa-Pen. de Setúbal)** - Antunes *et al.* (em publicação) e Manuppella (1994); **Bacia do Baixo Tejo (Alcácer do Sal)** e **Bacia de Alvalade** - Oliveira *et al.* (1992); **Algarve** - Antunes *et al.* (1997).

Trabalho realizado no âmbito do projecto PRAXIS XXI 2/2.1/CTA/106/94 intitulado "Neogénico e Quaternário da margem atlântica da Ibéria e transformações globais". O autor beneficiou de uma Bolsa de Iniciação à Investigação Científica concedida pela Fundação para a Ciência e Tecnologia no âmbito do "Sub-Programa Ciência e Tecnologia do 2º Quadro Comunitário de Apoio".

BIBLIOGRAFIA

ANTUNES, M. T. (1959) - Nota sobre um mamífero do Aquitaniano de Campo de Ourique (Lisboa). *Bol. Soc. Port. Ciênc. Nat.*, 2ª série, **7** (3): pp. 129-137.

ANTUNES, M. T. (1979) - Vertebrados miocénicos de Olhos de Água (Algarve), interesse estratigráfico. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, **16** (1): pp. 343-352.

ANTUNES, M. T. (1983) - Carta geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da folha 39-C (Alcácer do Sal). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 58 p.

ANTUNES, M. T. (1984) - Essai de synthèse sur les mammifères du Miocène du Portugal. *In*: Volume d'hommage au géologue G. Zbyszewski. *Éd. Recherche sur les Civilisations*, Paris, pp. 301-323.

ANTUNES, M. T. & MEIN, P. (1983) - Petits mammifères de la fin du Miocène moyen dans les dépôts marins de Cerrado da Pedra, Alcácer do Sal. Conséquences stratigraphiques. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **69** (2): pp. 373-379.

ANTUNES, M. T. & PAIS, J. (1984) - Climate during Miocene in Portugal and its evolution. *Paléobiologie continentale*, **14** (2): pp. 75-89.

ANTUNES, M. T.; BIZON, G.; NASCIMENTO, A. & PAIS, J. (1981) - Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal), et l'évolution géologique regionale. *Ciências da Terra (UNL)*, **6**: pp. 153-168.

ANTUNES, M. T.; MEIN, P. & PAIS, J. (1986) - Depósitos messinianos do Sul de Portugal, mamíferos (incluindo Rodentia e Lagomorpha) e idades K-Ar. *Ciências da Terra (UNL)*, **8**: pp. 55-64.

ANTUNES, M. T.; LEGOINHA, P.; NASCIMENTO, A. & PAIS, J. (1995) - Biostratigrafia e paleoambientes do Miocénico do flanco Sul do sinclinal de Albufeira (Península de Setúbal). *Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, Memória **4**: pp. 19-23.

ANTUNES, M. T.; LEGOINHA, P.; NASCIMENTO, A. & PAIS, J. (1996) - The evolution of the Lower Tagus basin (Lisbon and Setúbal Peninsula, Portugal) from Lower to early Middle Miocene. *Géologie de la France*, **4**: pp. 59-77.

ANTUNES, M. T.; ELDERFIELD, H.; LEGOINHA, P. & PAIS, J. (1997) - Excursion 2 (portuguese part). The Neogene of Algarve. *In*: González-Delgado, J. A.; Sierro, F. J. & Pais, J. (Coords), Field trip guide. Excursion 2. The Guadalquivir basin and Algarve (Spain, Portugal). *Second Congress R.C.A.N.S.*, Salamanca, pp. 37-55.

ANTUNES, M. T.; ELDERFIELD, H.; LEGOINHA, P.; NASCIMENTO, A. & PAIS, J. (em publicação) - Stratigraphical framework for the Miocene of the Lower Tagus Basin (Lisbon, Setúbal Peninsula, Portugal). Depositional sequences, biostratigraphy and isotopic ages. *Rev. Soc. Geol. España*

BERGGREN, W. A.; KENT, D. V.; SWISHER, C. C., III & AUBRY, M.-P. (1995) - A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *In*: Berggren, W. A.; Kent, D. V.; Aubry, M.-P. & Hardenbol, J. (Eds), Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. *SEPM Special Publication*, Tulsa, **54**, pp. 129-212.

COTTER, J. C. B. (1888-92) - Noticia de alguns fosseis terciarios da Ilha de Santa Maria no archipelago dos Açores. *Commun. Comm. Trab. Geol. Portugal*, **2**: pp. 255-287.

COTTER, J. C. B. (1904) - Esquisse du Miocène marin portugais. *In*: Dollfus, G. F.; Cotter, J. C. B. & Gomes, J. P. (1903-04), Mollusques tertiaires du Portugal. Planches de Céphalopodes, Gastéropodes et Pélécypodes laissées par F. A. Pereira da Costa. Accompagnées d'une explication sommaire et d'une esquisse géologique. *Comm. Serv. Géol. Portugal*, Lisboa, pp. 1-44.

ESCHWEGE, W. L. (1831) - Memoria Geognostica. Ou Golpe de vista do Perfil das estratificações das differentes róchas, de que he composto o terreno desde a Serra de Cintra na linha de Noroeste a Sudoeste até Lisboa, atravessando o Tejo até á Serra da Arrabida, e sobre a sua idade relativa. *Mem. Acad. Real Sci. Lisboa*, **11**, parte I: pp. 253-280.

HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1988) - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *In*: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendall, C. G. St. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A. & Van Wagoner, J. C. (Eds), Sea-level changes: an integrated approach. *SEPM Special Publication*, Tulsa, **42**, pp. 71-108.

JONET, S. (1980-81) - Presénce d'un delphinidé dans l'Helvétien supérieur de Costa da Caparica. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **22**: pp. 15-17.

KELLOGG, R. (1938-40) - On the Cetotheres figured by Vandelli. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 3ª série, **7-8**: pp. 13-22.

LAURIAT-RAGE, A.; BRÉBION, P.; CAHUZAC, B.; CHAIX, C.; DUCASSE, O.; GINSBURG, L.; JANIN, M.-C.; LOZOUET, P.; MARGEREL, J.-P.; NASCIMENTO, A.; PAIS, J.; POIGNANT, A.; POUYET, S. & ROMAN, J. (1993) - Palaeontological data about the climatic trends from Chattian to present along the Northeastern Atlantic frontage. *Ciências da Terra (UNL)*, **12**: pp. 167-179.

MANUPPELLA, G. (coord.) (1994) - Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Folha 38-B (Setúbal). *Inst. Geol. Min.*

MATA, C. R. DA (1963) - Nota preliminar sobre um delfinídeo (*Eurhinodelphis* cf. *cristatus*) do Miocénico do Penedo, a Norte do Cabo Espichel. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, **9** (2): pp. 157-166.

OLIVEIRA, J. T.; PEREIRA, E.; RAMALHO, M.; ANTUNES, M. T. & MONTEIRO, J. H. (coords) (1992) - Carta Geológica de Portugal. Escala 1:500 000. *Serv. Geol. Portugal*

PRATES, S. & CARVALHO, A. M. G. (1983-85) - Contribuição para o conhecimento sedimentológico do Miocénico de Melides. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **24**: pp. 259-262.

STEININGER, F.; BERNOR, R. L. & FAHLBUSCH, V. (1989) - European Neogene marine/continental chronologic correlations. *In*: Lindsay, E. H.; Fahlbusch, V. & Mein, P. (Eds), European Neogene mammal chronology. *NATO ASI Series. Series A: Life Sciences, Plenum Press*, New York, Vol. 180, pp. 15-46.

VANDELLI, A. A. (1831) - Additamentos. Ou Notas á Memoria Geognostica, ou golpe de vista do Perfil das differentes róchas que compõem os terrenos desde a Serra de Cintra até á da Arrabida. *Mem. Acad. Real Sci. Lisboa*, **11**, parte I: pp. 281-306.

ZBYSZEWSKI, G. (1944) - Note sur la découverte d'un humerus de *Metaxitherium Petersi* Abel dans l'Helvétien Vb de Lisbonne. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **4** (1-2): pp. 69-72.

ZBYSZEWSKI, G. (1953) - Note sur une mandibule d'*Isocetus* trouvée à Mutela. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **11** (1): pp. 91-92.

ZBYSZEWSKI, G. (1954) - Découverte d'une mandibule de «Palaeoziphius» dans le Miocène de Melides. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **35**: pp. 51-55.

Sedimentologia e interpretação paleoambiental de Areolas do Neogénico português (dados preliminares).

M. CACHÃO [1, 2] & M.C. FREITAS [2, 3]

Palavras-chave: Areolas, Granulometria, Carbonatos, Interpretação paleoambiental, Miocénico, Pliocénico, Portugal.

Resumo: Neste trabalho é proposta a designação de ***areolas*** para sedimentos essencialmente arenosos (percentagem de finos inferior a 20%), muito bem a moderadamente calibrados e teores baixos de carbonato (~5%). A componente arenosa é fina a muito fina, micácea, com distribuições simétricas a negativas.

A semelhança de características texturais e composicionais das areolas neogénicas quando comparadas com sedimentos análogos da Plataforma interna actual (sector Aveiro – Cabo Mondego), permite admitir que a sua sedimentação tenha ocorrido em condições semelhantes, embora com menor energia hidrodinâmica.

Key-words: *Areolas*, Granulometric analysis, Carbonate content, Palaeoenvironmental interpretation, Miocene, Pliocene, Portugal.

Abstract: The term "***areolas***" is proposed to designate sandy sediments (with silty-clay content less than 20 %), very well to moderate sorted and low carbonate content (~5%). The sand fraction is fine to very fine, micaceous, with negative to simetric skewness.

The textural properties and composition of the Portuguese Neogene *areolas* when compared with analogous sediments from the inner shelf off Aveiro-Mondego Cape (NW of Portugal), suggest that its sedimentation occurred in similar conditions, although with less hydrodynamics.

INTRODUÇÃO

O elevado número de trabalhos paleontológicos sobre formações neogénicas, de fácies marinha, de Portugal, contrasta com o reduzido número em artigos consagrados ao estudo da sedimentologia destas unidades. Efectivamente, estudos sedimentológicos realizados sobre a matriz sedimentar em que ocorrem elementos fósseis neogénicos, quando existem, são mero complemento e não tema.

Dos litótipos que são referidos pelos autores clássicos, as "***areolas***" aparecem descritas, de modo genérico como "areias argilosas, finas, micácceas", "areias finas argilosas" ou simplesmente, "areias finas" (CHOFFAT, 1950; COTTER, 1956), sendo omitidas dos vocábulos geológicos portugueses (*vide* TEIXEIRA, 1971). Não obstante, esta designação aparece na caracterização de unidades com valor litostratigráfico para o Miocénico da região de Lisboa (DOLLFUS *et al.* 1903-04; COTTER, 1956), tendo sido igualmente referida por outros autores como ZBYSZEWSKI (1957) e TEIXEIRA & GONÇALVES (1980).

O presente trabalho visa contribuir para a definição de areolas como litótipo formal e, paralelamente, discutir o seu significado paleoambiental isto é, qual(is) seria(m) o(s) ambiente(s) propicio(s) a uma sedimentação com as suas características, independentemente da sua idade ou da posição geográfica e contexto geológico em que ocorrem.

Assim, pretende-se:

- a caracterização das propriedades sedimentológicas de areolas neogénicas, recolhidas de vários pontos do (*onshore*) litoral meridional e ocidental português, com idades variando entre Miocénico Médio (Serravaliano) e o Pliocénico Médio (Placenciano) (Fig . 1, Quadro I);
- a interpretação paleoambiental das areolas, por comparação com sedimentos actuais, de características similares, que ocorrem na Plataforma Continental (*offshore*) ao largo do sector Aveiro – Cabo Mondego.

AFLORAMENTOS ESTUDADOS

Para o presente trabalho foram recolhidas 45 amostras em vários sectores do litoral português: Pombal-Caldas da Rainha (Estremadura ocidental); Península de Setúbal; Litoral Vicentino e Algarve (CACHÃO, 1989, 1995) (Quadro I, Fig. 1). Foram igualmente analisadas 11 amostras da Plataforma Continental Portuguesa, colhidas entre os paralelos 40°15' e 40°35' N (sector Aveiro – Cabo Mondego), situadas entre as batimétricas –10 e –30 m (FERREIRA, 1993).

Uma das características mais notórias das areolas, em afloramento, é a grande homogeneidade de fácies, quer vertical quer lateral, com quase ausência de estruturas sedimentares. Como critério de campo, as areolas distinguem-se por serem areias muito finas em que mal se sente a granularidade. A esta característica junta-se a constante presença de palhetas micáceas, podendo atingir concentrações significativas (*e.g.* Praia de Srª da Vitória, S. Pedro de Muel;

[1] – Departamento de Geologia (GeoFCUL), Faculdade de Ciências de Lisboa, Rua Escola Politécnica, 58, P-1294 LISBOA CODEX, PORTUGAL.
[2] – Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CEGUL), C2 – 5º Piso, Campo Grande, P-1700 LISBOA, PORTUGAL.
[3] – Departamento de Geologia (GeoFCUL), Faculdade de Ciências de Lisboa, C2 – 5º Piso, Campo Grande, P-1700 LISBOA, PORTUGAL.

CACHÃO, 1989). No geral, são sedimentos coerentes, com pouca componente silto-argilosa e sem cimentação. Nestes corpos arenosos podem ocorrer clastos centimétricos bem rolados ("bichouro" *in* TEIXEIRA & GONÇALVES, 1980), de brilho por vezes notoriamente acentuado (*e.g.* Carnide-Pombal ou Arrifão - Albufeira) dispersos na matriz ou formando pequenos leitos. Podem igualmente comportar somatofósseis e/ou icnofósseis dispersos ou em níveis preferenciais. A sua côr é geralmente amarelada a alaranjada.

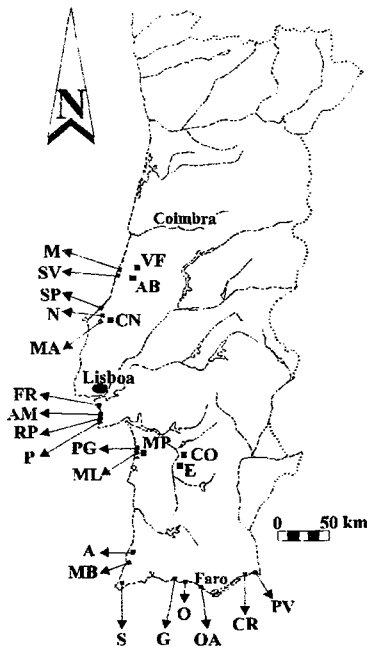


Fig. 1 – Localização geográfica das amostras estudadas.

Código	Localização	Cronostratigrafia
VF	Vale do Freixo (Pombal)	Pliocénico Médio
M	Mina (S. Pedro de Muel)	Pliocénico Médio
AB	Areeiro da Barosa (Leiria)	Pliocénico Médio
SV	Senhora da Vitória (Marinha Grande)	Pliocénico Médio
SP	Salir do Porto	Pliocénico
CN	Casal do Negrelho (Caldas da Rainha)	Pliocénico
MA	Mina do Arneiro (Caldas da Rainha)	Pliocénico
N	Nadadouro (Caldas da Rainha)	Pliocénico
FR	Foz do Rego – Norte (Costa Caparica)	Miocénico Médio - Superior
AM	Aldeia do Meco (Lagoa de Albufeira)	Miocénico Médio - Superior
RP	Rio de Prata (Península de Setúbal)	Miocénico Médio - Superior
P	Penedo (Península de Setúbal)	Miocénico Médio e Mio-Plioc.
CO	Canal de Odivelas (Alvalade)	Miocénico Superior – Pliocénico
E	Esbarrondadoiro (Alvalade)	Miocénico Superior – Pliocénico
PG	Praia da Galé (Norte de Melides)	Miocénico Superior – Pliocénico
ML	Melides (litoral)	Miocénico Superior - Pliocénico
MP	Melides (Povoação)	Miocénico Superior - Pliocénico
A	Aljezur (norte)	Miocénico Superior - Pliocénico
MB	Monte Branco (Aljezur)	Miocénico Superior - Pliocénico
S	Sinceira (Vila do Bispo)	Miocénico Superior - Pliocénico
G	Galé (Armação de Pera)	Miocénico Superior
O	Oura (Albufeira)	Miocénico Superior
OA	Olhos de Água (Albufeira)	Miocénico Superior
CR	Ribeira de Cacela	Miocénico Superior
PV	Praia Verde (Monte Gordo)	Miocénico Superior

Quadro I – Localização, enquadramento e código das amostras de areolas neogénicas recolhidas.

SEDIMENTOLOGIA

Os sedimentos estudados foram sujeitos ao seguinte processamento laboratorial: (1) determinação percentual, por via húmida, da fracção silto-argilosa; (2) análise granulométrica da fracção grosseira, por peneiração (intervalos de 0,5 ϕ, entre –2 e 1,5 ϕ e de 0,25 ϕ, entre 1,5 e 4 ϕ); (3) determinação do teor em carbonatos (por diferença ponderal, após ataque com ácido clorídrico a 10%). A caracterização textural dos sedimentos foi feita com base nos parâmetros estatísticos de FOLK & WARD (1957) e nos parâmetros de FRIEDMAN (1961) e os sedimentos foram classificados de acordo com FRIEDMAN & SANDERS (1978). O estudo morfoscópico, mineralogia das argilas e conteúdo em minerais pesados encontra-se em curso.

No seu conjunto, as areolas podem ser classificadas como areias finas a muito finas (diâmetro médio entre 2 e 4 ϕ) e muito bem a moderadamente calibradas ($0{,}23\phi < \sigma 1 < 1\phi$) (Fig. 2). Quanto à assimetria, as areolas analisadas distribuem-se entre os campos de assimetria positiva a muito negativa, com predomíno de distribuições simétricas e negativas (Fig. 2). No que se refere ao teor em carbonatos, as amostras dos sectores Pombal-Caldas da Rainha, Algarve e Plataforma actual, apresentam valores, geralmente, em torno de 5 %. Apenas as amostras que possuem significativa componente fóssil (*e.g.* SP *vide* Quadro I) apresentam valores superiores (entre 10 e 40%). Em contraste, a maioria das amostras recolhidas nos sectores Litoral Vicentino e Península de Setúbal são destituídas de carbonato devido a lixiviação diagenética.

De modo geral, a componente silto-argilosa situa-se em torno de 20 % ou inferior. Exceptuam-se as amostras recolhidas em S. Pedro de Muel, Canal de Odivelas (ambos com 41 %), Oura (43 %) e Praia Verde (46 %). As amostras da Plataforma actual apresentam valores significativamente inferiores, entre 1,6 e 2,8 %.

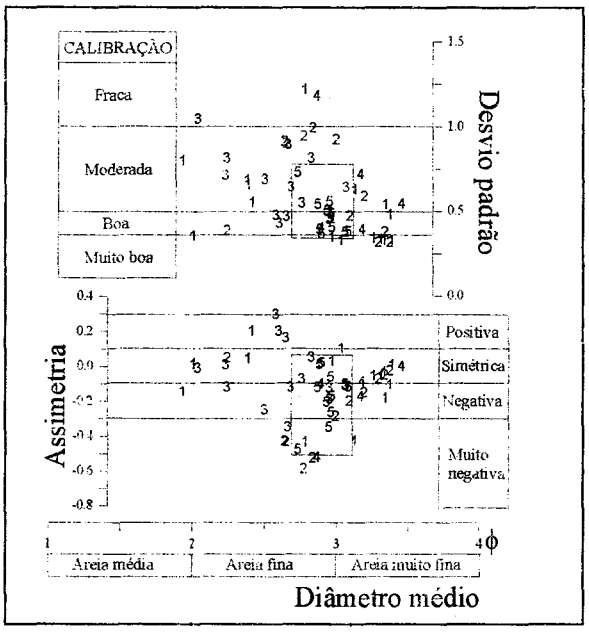


Figura. 2 - Diagrama de projecção Diâmetro médio / Desvio padrão / Assimetria das amostras de areolas estudadas. Os rectângulos delimitam os domínios texturais das amostras de Plataforma actual interna, codificadas por "5". Amostras "1": Sector Pombal - Caldas da Rainha (VF, M, AB, SV, SP, CN, MA e N; *vide* Quadro I); Amostras "2" - Sector Península de Setúbal (FR, AM, RP e P; *vide* Quadro I); Amostras "3" - Sector Costa Vicentina - Alvalade (CO, E, PG, ML, MP, A, MB e S; *vide* Quadro I); Amostras "4" - Sector Algarve (G, O, AO, CR e PV; *vide* Quadro I).

DISCUSSÃO

A comparação entre os sedimentos actuais da Plataforma interna, do sector Aveiro – Cabo Mondego, e as amostras neogénicas, tendo por base a projecção no diagrama média / desvio padrão / assimetria (Fig. 2), evidencia grande similaridade de valores. Contudo, no que respeita aos valores do diâmetro médio das areias:

- no sector Pombal-Caldas da Rainha, estão repartidos entre dimensões ligeiramente superiores e inferiores aos da Plataforma actual;
- no sector do Litoral Vicentino são semelhantes ou ligeiramente superiores aos da Plataforma actual;
- nos sectores Península de Setúbal e Algarve, são semelhantes ou ligeiramente inferiores aos da Plataforma actual.

No entanto, outros sectores da Plataforma actual (FERREIRA, 1993; MAGALHÃES, 1993), apresentam sedimentos arenosos finos com diâmetros médios que incluem o leque de variação das areolas neogénicas, patente na figura 2.

De referir que em vários ambientes costeiros existe, no geral, um vazio dimensional correspondente aos calibres entre 2 e 4 ϕ (Lagoa de St° André, MATOS, 1991; Lagoa de Albufeira, FREITAS, 1995; Lagoa de Melides, FREITAS *et al.*, 1995; Rio Liz, DINIZ, 1995) e entre 3 e 4 ϕ (Lagoa de Óbidos, FREITAS, 1989). Na Ria Formosa, as areias finas a muito finas estão praticamente ausentes nos deltas de maré activos, nos rasos de maré e nos sapais adjacentes, com algumas excepções, como no caso do Canal de Caccla, dada a sua proximidade aos níveis neogénicos (ANDRADE, 1990).

No que diz respeito ao desvio padrão, todos os sectores exibem amostras dentro ou acima do leque de variação do conjunto amostracional da Plataforma interna. Devido à incorporação de uma componente grosseira, clástica (na transição para unidades mais grosseiras) ou fóssil (S. Pedro de Muel), algumas amostras de areolas neogénicas caem nos domínios de calibração fraca (Fig. 2). Quanto à assimetria, as amostras neogénicas exibem valores muito semelhantes ao da Plataforma actual, sendo raras as excepções (Fig. 2).

Com excepção das amostras de areolas lexiviadas, a grande maioria das restantes apresenta valores de carbonato semelhantes aos da Plataforma actual. Em contraste, a componente silto-argilosa das amostras da Plataforma actual é significativamente inferior ao conjunto das amostras de areolas neogénicas. Deste modo, dado o hidrodinamismo acentuado deste sector da Plataforma Continental portuguesa, poder-se-á concluir que os regimes de sedimentação neogénicos terão sido, de modo geral, menos energéticos.

CONCLUSÕES

Dado o carácter recorrente e grande desenvolvimento das areolas, com particular expressão em Portugal a partir do Miocénico Médio ao Pliocénico, este litótipo revela-se particularmente útil como descriptor de um tipo particular de fácies. Assim, as areolas correspondem a areias finas a muito finas, micáceas, muito bem a moderadamente calibradas, coesas, com curvas de distribuição simétricas ou negativas, teores de finos geralmente abaixo dos 20 % e teores de carbonato geralmente baixos (~ 5%) ou nulos (por lexiviação).

A escassez neste tipo de sedimentos em ambientes costeiros lagunares ou estuarinos, actuais, a afinidade de características texturais com amostras recolhidas da Plataforma interna, entre -30 e -10 m de batimetria, a grande extensão lateral dos seus afloramentos paralelamente a paleolitorais neogénicos, o ocasional aparecimento de níveis fossilíferos com associações de fácies marinha, são elementos que concorrem para apontar como ambiente mais provável de sedimentação, o domínio marinho de plataforma interna, de hidrodinamismo não acentuado.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Óscar Ferreira, a cedência de amostras da Plataforma Continental Portuguesa, a Nuno Pimentel reconhecimentos na Bacia de Alvade e a Dina Silveira colaboração na preparação laboratorial de amostras.

Contribuição nº 18 do Grupo PALEO – Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural.

BIBLIOGRAFIA

ANDRADE, C. (1990) – O Ambiente de Barreira de Ria Formosa. Algarve – Portugal. *Diss. Doutoramento Fac. Ciências Univ. Lisboa*, 627 p. (inédito)

CACHÃO, M. (1989) – Contribuição para o estudo do Pliocénico marinho Português. Sector Pombal – Marinha Grande. Micropaleontologia, Biostratigrafia, *Diss. Prov. Apt. Pedag. Cap. Cient. Fac. Ciências Uni. Lisboa*, 204 p. (inédito).

CACHÃO, M. (1995) – "Utilização de Nanofósseis calcários em Biostratigrafia, Paleoceanografia e Paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de *Coccolithus pelagicus*", *Diss. Doutoramento Fac. Ciências Univ. Lisboa*, 356 p. (inédito).

DINIZ, P. (1995) – Caracterização sedimentológica dos sedimentos de fundo do estuário do Rio Liz e afluentes. *Museu Lab. Mineral. Geol. Univ. Porto*, Mem. **4**: pp. 911 – 916.

DOLLFUS, G.F.; COTTER, J.C.B & GOMES, J.P (1903-04) – Mollusques Tertiaires du Portugal. Planches de Cephalopodes, Gastéropodes et Pélécypodes laissés par F. A. PEREIRA DA COSTA. *Comiss. Ser. Geolog. Portugal*, Lisboa, 46 p.

FERREIRA, O. (1993) – Caracterização dos principais factores condicionantes do balanço sedimentar e da evolução da linha de costa entre Aveiro e o Cabo Mondego. *Diss. Mestrado Univ. Lisboa*, Lisboa, 168 p. (inédito).

FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957) – Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal Sedim. Petrology*, **27** (1): pp. 3 – 26.

FREITAS, M.C. (1989) – Lagoa de Óbidos–morfosedimentogénese aplicada. *Dissertação Mestrado Univ. Lisboa*, Lisboa, 239 p. (inédito).

FREITAS, M.C. (1995) – A Laguna de Albufeira (Península de Setúbal). Sedimentologia, Morfologia e Morfodinâmica. *Diss. Doutoramento Univ. Lisboa*, Lisboa, 337 p. (inédito).

FREITAS, M.C.; SANTOS, A. & ANDRADE, C. (1995) – A Lagoa de Melides. Características hidrológicas e sedimentológicas gerais. *Museu Lab. Mineral. Geol. Univ. Porto*, Mem. **4**: pp. 935 – 940.

FRIEDMAN, G.M. (1961) – Distinction between dune, beach and river sands from their textural chracteristics. *Journal Sedim. Petrology*, **31** (4): pp. 514 – 529.

FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E. (1978) – Principles of Sedimentology. *John Wiley & Sons*, New York, 792 p.

MAGALHÃES, F. (1993) – A cobertura sedimentar da plataforma e da vertente continental superior, a Norte de Espinho. *Diss. Mestrado Univ. Lisboa*, Lisboa, 191 p. (inédito).

MATOS, J. (1991) – Contribuição para o estudo sedimentológico e morfológico do ambiente lagunar de Stº André (Portugal). *Diss. Mestrado Univ. Lisboa*, Lisboa, 161 p. (inédito).

TEIXEIRA, C. (1971) – Vocábulos de termos geológicos. 12ª Série, Letra A. *Cent. Est. Geologia Fund. I.A.C.*, Univ. Lisboa, Lisboa, 125 pp.

TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F. (1980) – Introdução à Geologia de Portugal, *Inst. Nac. Inv. Cient.*, Lisboa, 475 p.

Proposta de articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias do Algarve (Portugal)

M. CACHÃO [1,2]; T. BOSKI [3]; D. MOURA [3]; R. DIAS [4]
C. M. SILVA [1,2]; A. SANTOS [2], N. PIMENTEL [1,2] & J. CABRAL[1]

Palavras-chave: Listostratigrafia, Biostratigrafia, Geocronologia, Neogénico, Quaternário, Algarve.

Resumo: É apresentada uma sequência litostratigráfica integrada para as unidades sedimentares do Neogénico e Quaternário do Algarve, constituída pelas formações: F. de Lagos-Portimão; F. de Cacela e F. do Ludo. Nesta sequência, cada formação está subdividida em três membros sendo apresentada, para cada um deles, elementos biostratigráficos e geocronológicos tendo em vista o seu enquadramento cronostratigráfico.

Key-words: Lithostratigraphy, Biostratigraphy, Geochronology, Neogene, Quaternary, Algarve.

Abstract: An integrated lithostratigraphic framework including all Neogene and Quaternary sedimentary units of Algarve is presented based on the definition of three main formations: *Lagos-Portimão* formation, *Cacela* formation and *Ludo* formation. The Lagos-Portimão formation is subdivided in the three members (from bottom to top): "*Biocalcarenito de Lagos*", "*Calcários e Margas de Côrte do Bispo*" and "*Arenitos carbonatados de Olhos de Água*". The Cacela formation is subdivided in the three members (from bottom to top): "*Conglomerados e areolas fossilíferas de Ribeira de Cacela*", "*Areolas e argilitos de Cacela Fábrica*" and "*Areolas e arenitos grosseiros de Galé-Oura*". The Ludo formation is subdivided in the three members (from bottom to top): "*Areias fossilíferas de Monte Negro – Praia da Falésia*"; "*Areias de Faro-Quarteira*" and "*Areias e cascalheiras de Gambelas*". For each one of these units available biostratigraphical and geochronological data are presented.

INTRODUÇÃO

Remonta a meados do século passado a primeira publicação relativa à geologia da região algarvia (BONNET, 1850) embora, só em 1876, tenha sido realizada a sistematização cartográfica das suas unidades geológicas, inseridas na "Carta Geographica do Reino", da responsabilidade de Carlos Ribeiro e posteriormente NERY DELGADO (1883-87). Mais tarde, autores como J. Berkeley-Cotter (DOLLFUS *et al.* 1903-04) e P. CHOFFAT (1950) contribuiram decisivamente para o avanço do conhecimento do Neogénico e Quaternário algarvios. Em 1940, J. Bourcart e G. Zbyszewski, após revisão das unidades litostratigráficas do Miocénico marinho de Lisboa, da autoria de J. Berkeley-Cotter, ensaiaram a sua correlação com as principais unidades neogénicas e quaternárias que definiram para a região do Algarve (BOURCART & ZBYSZEWSKI, 1940). A partir de 1977 dá-se início a nova sequência de trabalhos de revisão e estudo destas unidades, desta feita por equipa da Universidade Nova de Lisboa, no âmbito do Projecto IGCP nº 25 "Stratigraphic correlation Tethys – Paratethys Neogene" (ANTUNES *et al.*, 1981; *vide* bibliografia *in* ANTUNES *et al.*, 1997), a qual esteve na base dos trabalhos de revisão cartográfica, publicados pelo actual Instituto Geológico e Mineiro: Cartas Geológicas de Portugal, 1: 50.000, Folhas 51-B (Vila do Bispo), 52-A (Portimão), 52-B (Albufeira), 53-A (Faro) e 53-B (Tavira) (ROCHA *et al.*, 1979, 1983, 1989; MANUPPELLA *et al.* 1987a, 1987b), no essencial as unidades estratigraficas foram retomados, posteriormente, às escalas 1:200.000 (OLIVEIRA, 1989) e 1:100.000 (MANUPPELLA, 1992). Mais recentemente, de modo independente, foram encetados trabalhos complementares de revisão estratigráfica, por equipas das Universidades de Lisboa (CACHÃO & SILVA, 1992; CACHÃO, 1995a, b, c) e do Algarve (MOURA & BOSKI, 1994; BOSKI *et al.*, 1995).

De todo este vasto esforço de obtenção de elementos estratigráficos resultou a definição de uma pletora de unidades sedimentares (duas dezenas), a qual, por falta de articulação, torna difícil a tarefa de concretização de uma única e coerente escala litostratigráfica para o Neogénico e Quaternário algarvios, susceptível de ser consensualmente utilizada por outros especialistas. Por outro lado, tem-se assistido à publicação nas Cartas Geológicas de Portugal, de unidades não formalizadas do ponto de vista litostratigráfico. Nesse sentido, a Universidade do Algarve promoveu a realização do "*I Workshop sobre o Neogénico da Margem Continental Sul Ibérica*", tendo em vista uniformizar critérios de definição de unidades litostratigráficas para o Neogénico e Quaternário do Algarve. Deste encontro resultou a proposta conjunta que a seguir se apresenta.

[1] - Departamento de Geologia (GeoFCUL) da Universidade de Lisboa, Edifício C2 – 5ª Piso, Campo Grande, P-1700 LISBOA, PORTUGAL.

[2] - Centro de Geologia (CEGUL) da Universidade de Lisboa, Edifício C2 – 5ª Piso, Campo Grande, P-1700 LISBOA, PORTUGAL.

[3] - Unidade de Ciências, Tecnologias e Recursos Aquáticos (UCTRA), Universidade do Algarve, Campus de Gabelas, P-8000 FARO, PORTUGAL

[4] – Instituto Geológico e Mineiro (IGM), Estrada da Portela, Zambujal, P-2720 Alfragide, PORTUGAL.

LITOSTRATIGRAFIA INTEGRADA PARA O NEOGÉNICO E QUATERNÁRIO DO ALGARVE

Na bordadura meridional portuguesa, as unidades líticas que se sobrepõem a um substrato constituído por rochas de idades paleozóicas e mesozóicas, são totalmente integradas num conjunto de três grandes unidades litostratigráficas (formações), por sua vez subdivididas em três subunidades (membros) cada. Assim, da base para o topo, são consideradas:

1) Formação de Lagos-Portimão (*in* ANTUNES *et al.*, 1981; PAIS, 1982, redefinida por CACHÃO, 1995b).

   a) Membro "Biocalcarenito de Lagos" (*sensu* CACHÃO, 1995b);
   b) Membro "Calcários e Margas de Côrte do Bispo" (equivalente ao "Membro Médio" da Formação de Lagos Portimão *sensu* CACHÃO, 1995b); corte tipo definido na região de Côrte do Bispo (CACHÃO, 1995c).
   c) Membro "Arenito carbonatado de Olhos de Água" (equivalente ao "Membro Superior" da Formação de Lagos-Portimão *sensu* CACHÃO, 1995b).

2) Formação de Cacela (*in* ANTUNES *et al.*, 1981; PAIS, 1982, redefinida por CACHÃO, 1995b).

   a) Membro "Conglomerados e areolas fossilíferas de Ribeira de Cacela" (equivalente ao Membro Inferior da F. de Cacela *in* ANTUNES *et al.*, 1981; PAIS, 1982);
   b) Membro "Areolas e argilitos de Cacela Fábrica" (equivalente ao Membro Intermédio da F. de Cacela *in* ANTUNES *et al.*, 1981; PAIS, 1982; redefinido por CACHÃO, 1995b);
   c) Membro "Areolas e arenitos grosseiros de Galé-Oura" (equivalente ao Membro Superior da Formação de Cacela *sensu* CACHÃO, 1995b); corte tipo definido na região de Galé-Oura (CACHÃO, 1995c).

3) Formação do Ludo (*sensu* MOURA & BOSKI, 1994).

   a) Membro "Areias fossilíferas de Monte Negro - Praia da Falésia" (equivalente ao membro "Areias de Montenegro" *sensu* MOURA & BOSKI (1994) que inclui o conjunto das unidades genéticas "Areias de Montenegro" e "Areias da Falésia" *in* MOURA *et al.*, 1998; equivalente a "Formação de Praia da Falésia" *in* CACHÃO, 1995b);
   b) Membro "Areias de Faro-Quarteira" (*sensu* MOURA & BOSKI, 1994; inclui a unidade genética "Areias do Ludo" *in* MOURA *et al.*, 1998);
   c) Membro "Areias e cascalheiras de Gambelas" (*sensu* MOURA & BOSKI, 1994).

ENQUADRAMENTO BIO- E CRONOSTRATIGRÁFICO

Formação Lagos-Portimão

Elementos biostratigráficos provenientes das unidades sedimentares carbonatadas da Formação de Lagos-Portimão permitem situá-la, em termos gerais, no intervalo Langhiano - Serravaliano (Miocénico Médio) (CACHÃO, 1995a). As associações de Foraminíferos planctónicos (ANTUNES *et al.*, 1981) recolhidas no "Biocalcarenito de Lagos" sugerem que as suas unidades inferiores poderão ter-se depositado no decurso do Langhiano (CACHÃO, 1995a). Contudo, algumas datações pelo método $^{87}Sr/^{86}Sr$, determinadas em moluscos provenientes das unidades mais inferiores dos cortes de Canavial e Arrifão (ANTUNES *et al.*, 1997) apontam para idades mais antigas (entre 19,5 e 17,5 Ma, Burdigaliano). Esta disparidade de resultados torna necessários estudos subsequentes de reconfirmação.

Elementos biostratigráficos determinados com base em associações de nanofósseis calcários recolhida de unidades inseridas no Membro "Calcários e margas de Côrte do Bispo", tais como as "Margas espongolíticas de Mem Moniz", indicam idade Serravaliano Médio (intrabiozona CN5a de OKADA & BUKRY; CACHÃO, 1995a). Contudo, associações de Foraminíferos planctónicos recolhidas nesta última unidade apontam para idades distintas: langhiana (intervalo biozonal N8-N9 de Blow *in* ROMARIZ *et al.*, 1979) e tortoniana (biozona N16 de Blow *in* ANTUNES *et al.*, 1981). Determinação $^{87}Sr/^{86}Sr$ forneceu uma idade em torno dos 12,5 Ma (ANTUNES *et al.*, 1997) confirmando a datação obtida com base em Nanofósseis calcários.

Não existem, até ao momento, elementos de datação seguros para o "Arenito Carbonatado de Olhos de Água". Contudo, a sua interdigitação com unidades somitais do "Biocalcarenito de Lagos", o carácter regressivo das suas fácies, o apresentar uma superfície de carsificação, atribuída ao regime geodinâmico generalizadamente compressivo, vigente na transição Miocénico Médio a Superior (CACHÃO, 1995a) e o facto de estar recoberta por areolas atribuídas à Formação de Cacela, tornam plausível o enquadramento desta unidade no Serravaliano terminal. Estão em curso estudos para comprovação desta hipótese de enquadramento estratigráfico.

Formação de Cacela

A Formação de Cacela apresenta vários elementos biostratigráficos e geocronológicos que permite atribuí-la ao Miocénico Superior (Tortoniano Superior a Messiniano) (ANTUNES *et al.*, 1981, 1997).

Os "Conglomerados e areolas fossilíferas de Ribeira de Cacela" forneceram uma associação de Nanofósseis calcários característica da biozona CN9a de Okada & Bukry (Tortoniano Superior) (CACHÃO, 1995a). Dados isotópicos $^{87}Sr/^{86}Sr$ forneceram idade de 5,7 (+3,9/-1,1) Ma (ANTUNES *et al.*, 1997).

Nanofósseis calcários e Foraminíferos planctónicos e bentónicos, provenientes das "Areolas de Cacela Fábrica", apontam para idade Tortoniano Superior (ANTUNES *et al.*, 1990).

Não existem, até ao momento, elementos biostratigráficos seguros para a unidade "Areolas e arenitos grosseiros de Galé-Oura". Várias determinações K-Ar realizadas em níveis glauconíticos forneceram idades que, no geral, se situam em torno dos 7.0 Ma (ANTUNES *et al.*, 1997). Idade isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ obtida da Praia do Hotel Auramar forneceu o valor 8.3 (+2.2/-3.3) Ma (*op. cit.*). Outras determinações, realizadas em Quelfes, situam-nos em torno de 5,2 (+4,4/-0,6) Ma (ANTUNES *et al.*, 1990, 1997). O nível glauconítico de Praia da Galé forneceu idades dispares por determinação K-Ar: 10,1 ± 0,25 Ma (ANTUNES *et al.*, 1984) e 8,15 ± 0,29 e 7,54 ± 0,27 Ma (BOSKI *et al.*, 1995).

Formação do Ludo

A Formação do Ludo assenta em continuidade sedimentar sobre a Formação de Cacela. A presença de elementos macrofósseis nas "Areias fossilíferas de Monte Negro - Praia da Falésia", nomeadamente *Palliolum (Lissochlamys) excisum* e grandes bivalves venerídeos (moldes internos de *?Pelecyora gigas*), estes últimos desaparecidos da região mediterrânica *circa* 3,0-3,2 Ma (RAFFI E MONEGATTI, 1993) sugerem idade tardi-miocénica a ante-placenciana, para este membro. Idade isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ obtida de ostreídeos forneceu o valor 3,0 (+2,5/-1,0) Ma, (ANTUNES *et al.*, 1997) compatível com esta atribuição.

A presença do foraminífero planctónico *Globigerinoides obliquus extremus* na jazida de Areeiro, a SW de Loulé, inserida na unidade "Areias de Faro-Quarteira" permite enquadrá-la, no Pliocénico (segundo escala biostratigráfica proposta por BERGGREN *et al.*, 1983; HARLAND *et al.*, 1989).

Nas "Areias e cascalheiras de Gambelas", a presença de moluscos bivalves *Ruditapes decussata* , *Cardium* sp. e de instrumentos líticos, permitem enquadrá-las no Plistocénico.

AGRADECIMENTOS

Os autores expressam o seu agradecimento à UCTRA (Univ. Algarve) pela disponibilização de meios, contribuindo decisivamente para o bom termo dos objectivos propostos para o "*I Workshop sobre o Neogénico da Margem Continental Sul Ibérica*, dos quais resulta a presente publicação.

Contribuição nº 22 do Grupo PALEO - Grupo de Paleontologia do Museu Nacional de História Natural da Universidade de Lisboa.

BIBLIOGRAFIA

ANTUNES, , M.T.; BIZON, G.; NASCIMENTO, A. & PAIS, J. (1981) – Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de lÁlgarve (Portugal) et l'évolution géologique regionale", *Ciências da Terra*, Lisboa, **6**: 153 – 168.

ANTUNES, M.T.; CIVIS, J.; DABRIO, C.J.; PAIS, J.; SIERRO, F.J.; G.-DELGADO, J.A.; FLORES, J.A. & VALLE, M.F. (1990) – El Neógeno del Algarve (Portugal) e de la Cuenca del Guadalquivir (España). *In* J. CIVIS LLOVERA & J. A. FLORES VILLAREJO (eds), *Actas de Paleontologia*, Salamanca: 65 – 73.

ANTUNES, M.T.; ELDERFIELD, H.; LEGOINHA, P. & PAIS; J. (1997) – The Neogene of Algarve. *In Second Congress R.C.A.N.S.*, Field Trip Guide, Excursion 2, Salamanca: 37 – 55.

ANTUNES; M.T.; MACEDO, C.R.; PAIS, J. & FERREIRA, P. (1984) – Datação K-Ar de glauconites do Miocénico superior de Galvanas e da Campina de Faro (Algarve Oriental). *Memórias e Notícias*, Coimbra, **98**: 1 – 7.

BERGGREN, W.A., AUBRY, M.P.& HAMILTON, N. (1983)- Neogene magnetostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Site 516. Init. Repts. DSDP **72**, pp. 675-706.

BONNET, C. (1850) – Algarve (Portugal). Description géographique et géologique de cette province. *Acad. Roy. Scienc. Lisbonne*: 186 p.

BOSKI, T. MOURA, D.; SANTOS, A.; DELGADO, J.A. & FLORES, J.A. (1995) – Evolução da Bacia Algarvia (Centro) durante o Neogénico. *Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Porto*, Mem. **4**: 47 – 51.

BOURCART, J. & ZBYSZEWSKI, G. (1940) – La faune de Cacela en Algarve (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **XXI**: 3 – 60.

CACHÃO, M. (1995a) – Novo Enquadramento Estratigráfico para o Neogénico Marinho do Algarve: implicações paleogeográficas e tectónicas". *Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Porto*, Mem. **4**: 57 – 61.

CACHÃO, M. (1995b) – O Neogénico do Algarve: Redefinição de Unidades Litostratigráficas. *Mus. Lab. Miner. Geol. Univ. Porto*, Mem. **4**: 63 - 67.

CACHÃO, M. (1995c) – Utilização de Nanofósseis calcários em Biostratigrafia, Paleoceanografia e Paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de *Coccolithus pelagicus*. *Diss. Doutoram. Univ. Lisboa*, Lisboa, 356 p. (inédito).

CACHÃO, M. & SILVA, C.M. (1992) – Neogene Palaeogeographic Evolution of Algarve Basin (Southern Portugal): a two step model. *Gaia*, **4**: 39 – 42.

CHOFFAT, P: (1950) – Geologie du Cenozoïque du Portugal. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **XXX** (supl.): 128 p.

DOLFFUS, G.F.; COTTER, J.C. & GOMES, J.P. (1903-04) – Mollusques Tertiaires du Portugal. Planches de Cephalopodes, Gastéropodes et Pélécypodes laissés par F. A. PEREIRA DA COSTA. *Commiss. Service Géologique du Portugal*, Lisboa: 46 + VII p.

HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A., CRAIG, L. E., SMITH, A. G., & SMITH, D. G. (1989)- A geologic time scale. Cambridge University Press Publications, 263 p.

MANUPPELLA, G. (1992) – Carta Geológica da Região do Algarve, Folhas Ocidental e Oriental. *Serv. Geológicos Portugal*.

MANUPPELLA, G.; RAMALHO, M.; ANTUNES, M.T. & PAIS, J. (1987a) - Noticia Explicativa da Folha 53-A, FARO, Carta Geológica de Portugal, *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa: 52 p.

MANUPPELLA, G., RAMALHO, M.; ANTUNES, M.T. & PAIS, J. (1987b) - Noticia Explicativa da Folha 53-B, TAVIRA, Carta Geológica de Portugal, *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa: 36 p.

MOURA, D.; BOSKI, T. & DIAS, R. (1998) – Sedimentação detrítica durante o Pliocénico e Plistocénico no Algarve Central. *V Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa. (presente volume).

MOURA, D. & BOSKI, T. (1994) – Ludo Formation – a new lithostratigraphic unit in Quaternary of Central Algarve. *Gaia*, Lisboa, **9**: 95 – 98 pp.

NERY DELGADO, J.F. (1883-87) – Considerações ácerca dos estudos geológicos em Portugal. *Commun. Commissão dos Trabalhos Geológicos de Portugal*, Lisboa, Tomo **I**: 1 – 13.

PAIS, J. (1982) – O Miocénico do litoral Sul português. Ensaio de Síntese. *Est. complem. Doutoram.*, 47 p. (inédito)

OLIVEIRA, J.T. (1989) – Carta Geológica do Sul de Portugal, Folhas 7 e 8, *Serv. Geológicos de Portugal.*

RAFFI, S. & MONEGATTI, P. (1993) – Bivalve taxonomic diversity throughout the Italian Pliocene as a tool for climatic-oceanographic and stratigraphic inferences. *Ciências da Terra*, **12**: 45 – 50 pp.

ROCHA, R.; RAMALHO, M.M.; MANUPPELLA, G.; ZBYSZEWSKI, G. & COELHO, A.V.P. (1979) – Noticia Explicativa da Folha 51-B, VILA DO BISPO, Carta Geológica de Portugal, *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa: 118 p.

ROCHA, R.; MARQUES, B.L.; ANTUNES, M.T. & PAIS, J. (1989) - Noticia Explicativa da Folha 52-B, ALBUFEIRA, Carta Geológica de Portugal, *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa: 36 p.

ROCHA, R.; RAMALHO, M.; ANTUNES, M.T. & COELHO, A.V.P. (1983) - Noticia Explicativa da Folha 52-A, PORTIMÃO, Carta Geológica de Portugal, *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa: 57 p.

ROMARIZ, C.; CORREIA, F. & PRATES, S. (1979) – "Contribuitions a la Connaissance de l'Algarve (Portugal), II. Un nouveaux facies du Miocène. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências*, Lisboa, **16**(1): 265 – 271 pp.

Estudo preliminar do Plio-Quaternário do Baixo Mondego. Sector Monte Redondo-Pombal.

CARVALHO, M.*

Palavras-chave: Litostratigrafia; Pliocénico; Quaternário; Pombal; Portugal.

Resumo: Reviu-se a cartografia geológica da Folha 23-A (Pombal) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000 (MANUPELLA *et al.* 1978), com especial incidência nas manchas sob a designação de "Pliocénico marinho do Vale de Carnide" e "Plio-Plistocénico indiferenciado". Desta revisão resultou a identificação das unidades litostratigráficas definidas como *Areias de Carnide*, *Areias de Roussa* e *Argilas de Barracão* por BARBOSA (1983). Foi permitido ainda evidenciar novas unidades sedimentares cartografáveis, as quais denominámos de *Areias conglomeráticas de Ilha*, *Conglomerados de Estevães*, *Conglomerados de Ranha*, *Areias e Conglomerados de Carpalhosa* e *Areias e Conglomerados da Ribeira de Carnide*.

Key-words: Lithostratighraphy; Pliocene; Quaternary; Pombal; Portugal

Abstract: Preliminary study of the Pliocene and Quaternary from Baixo Mondego (Monte Redondo-Pombal Sector; West Central Portugal).
A review of the geological chartography from Monte Redondo-Pombal sector (1:50.000 Geological Chart nº 23-A; MANUPELLA *et al.* 1978) was undertaked, with special emphasis in the marine Pliocene from Vale de Carnide and Plio-Pleistocene Complex. The units *Areias de Carnide*, *Areias de Roussa* e *Argilas de Barracão* (BARBOSA, 1983) were precised as well four new units named *Areias conglomeráticas de Ilha*, *Conglomerados de Estevães*, *Conglomerados de Ranha*, *Areias e Conglomerados de Carpalhosa* and *Areias e Conglomerados da Ribeira de Carnide*.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho, no âmbito do projecto *Estrutura Geológica; Evolução Quaternária da Paisagem e Recursos no Espaço do Baixo Mondego* pelo qual é responsável o Prof. Doutor António Ferreira Soares, dá conta dos resultados da campanha de cartografia visando a caracterização e ordenamento das unidades mais recentes (Plio-Quaternárias) entre a frente ocidental do maciço de Sicó e a frente oriental do acidente diapírico de Monte Real, área esta fronteira a SW da bacia do Baixo Mondego.

Na região podem-se distinguir três domínios geomorfológicos principais. São, respectivamente, de Este para Oeste:

i) - um sistema montanhoso na extremidade oriental que integra as Serras Calcárias, tendo a sul a de Sicó, e a Norte a de Rabaçal, segundo um alongamento SSW-NNE;

ii) - uma extensa bacia que serviu a deposição de sedimentos de ambientes marinhos e continentais;

iii) - um diapiro, o de Monte Real, com direcção sensivelmente N-S e prolongando-se para N de Monte Redondo, "(...) desaparecendo por baixo da cobertura arenosa plio-plistocénica (...)" (MANUPELLA *et al.*, 1978).

Os calcários do Cenomaniano-Turoniano constituem a unidade mais antiga da área cartografada, aflorando a SE da vila de Monte Redondo segundo uma faixa N-S, isto é, no bordo oriental do acidente diapírico de Monte Real; apresentam-se fortemente tectonizados com uma estratificação tendente para a sub-verticalidade e impondo à paisagem pequenos ressaltos na topografia (*Cabeço da Fraga* e *Cabeço da Carrasca*). Na mesma região, sucedem-se-lhe as *Areias e Argilas de Silveirinha* e *a Formação de Bom Sucesso* (REIS, 1983) esta última com espessura máxima de 110 m (SOARES & REIS, 1984).

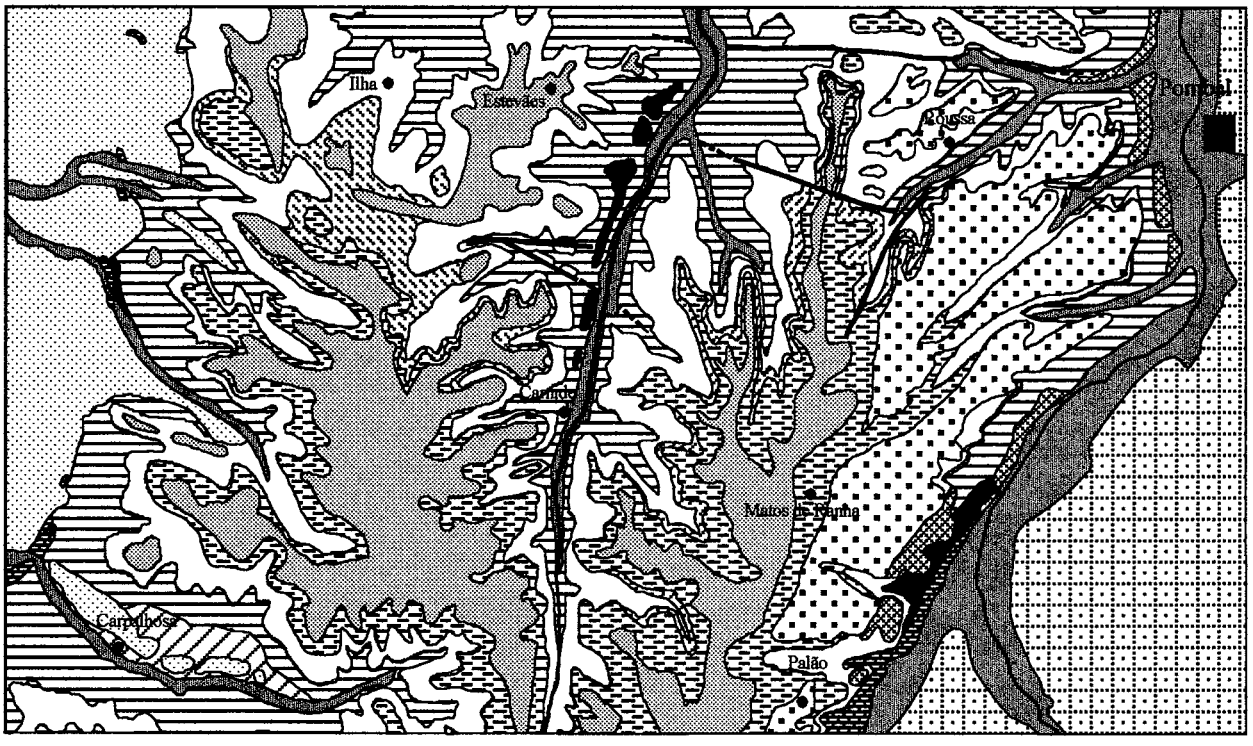
OS DEPÓSITOS DA ETAPA SEDIMENTAR PLIOCÉNICA

Durante a última etapa sedimentar terciária - de idade Pliocénico superior, andar do Placenciano- formaram-se depósitos de fácies marinho-parálica, com composição essencialmente quartzosa, moscovítica e feldspática, com predomínio de cores amareladas, ricos em caulinite e ilite, definidos como *Arenito de Carnide* (CACHÃO 1989). Apresenta na base um nível conglomerático de composição essencialmente quartzítica presente praticamente em toda a área cartografada. Apenas em Vale Farpado e São Miguel, aquele conglomerado assume na sua composição calhaus rolados, respectivamente, de doleritos e basaltos. O contacto inferior deste conglomerado com as formações subjacentes é caracterizado por uma superfície de erosão planar situando-se sensivelmente à cota de 110 m. Excepções a esta regularidade são verificadas a SW, junto do flanco oriental do diapiro num alinhamento São Miguel-Bajouca-Água Formosa (N-S) aflorando à cota de 125-130 m; a S de Pombal, junto ao vale do rio Arunca, a cotas próximas de 130-140 m e a NE de Roussa em cotas de 90 m dada a proximidade de falhas com rejeitos normais. Localmente e associado ao

* Bolseiro da Fundação para a Ciência e Tecnologia.

Estudo preliminar do Plio-Quaternário do Baixo Mondego.
Sector Monte Redondo-Pombal.

CARVALHO, M.



Cartografia das unidades litostratigráficas plio-quaternárias da região de Pombal.

Legenda:

- areias eólicas
- aluviões
- depósitos de terraços do rio Arunca
- Areias e Conglomerados da Rib. de Carnide
- Areias e Conglomerados de Carpalhosa
- Conglomerados de Ranha
- Conglomerados de Estevães
- Argilas de Barracão
- Areias conglomeráticas de Ilha
- Areias de Roussa
- Arenito de Carnide
- Formação de Bom Sucesso
- Formação de Taveiro
- calcários do Cenomaniano-Turoniano
- área não cartografada para o presente trabalho

Falhas

contacto geológico

0 1 Km

N

Projecto " Estrutura geológica; Evolução Quaternária da Paisagem e Recursos no Espaço do Baixo Mondego".

referido conglomerado, ocorrem os níveis fossilíferos constituindo as jazidas centradas na região de Carnide e mencionadas por TEIXEIRA & ZBYSZEWSKI (1951). Entre estas merecem destaque as jazidas de Vale da Cabra, Vale do Freixo e Bouchada por nós recentemente amostradas. A campanha de cartografia realizada com extensão para N e E, não revelou a ocorrência de novas jazidas.

Para o topo da Formação em causa e a W de Carnide observaram-se falhas normais seladas com rejeitos máximos de 50 cm e de direcções principais NW-SE / WNW-ESE. Estas estruturas levam-nos a supor a existência de pequenos impulsos tectónicos provocados provavelmente pela instabilidade diapírica sentida durante a deposição do *Arenito de Carnide*.

Para NW de Carnide junto da povoação de Ilha, ocorre um tipo de depósito que dada as suas características, é relativamente fácil de identificar em campo - *Areias conglomeráticas de Ilha*. Constitui uma areia pouco micácea (contrariamente à do *Arenito de Carnide*) muito grosseira com elevadas concentrações (máximo 60%) de seixos quartzosos muito bem rolados e de formas achatadas (tipo "amêndoa"). A espessura máxima é de 7 m. O contacto inferior com as fácies grosseiras com estruturas cruzadas planares do topo do *Arenito de Carnide*, é feito através de uma superficie erosiva. Esta unidade forma pequenas plataformas junto das povoações de Ilha, Helenos e Feteira onde aflora a cotas próximas de 130 m. A posição estratigráfica desta unidade (observado a NW de Roussa) e a sua relação com as *Areias de Roussa* de BARBOSA (1983), leva-nos a supor que seja coeva constituindo uma equivalência lateral.

A unidade *Areias de Roussa* assenta em conformidade sobre o *Arenito de Carnide* (REIS *et al.*, 1992). Constitui um litossoma com desenvolvimento espacial de orientação NE-SW, com cerca de 10 km de extensão e 2 km de largura máxima. A sua espessura não ultrapassa os 18-20 m tal como se pode verificar no areeiro de Roussa de Cima. Para N, junto do Parque Industrial de Pombal, a sua espessura não ultrapassa os 4 m. Aflora à cota de 120 m no areeiro de Roussa de Cima e aos 130-135 m para SSW, em Matos de Ranha, Outeiro de Ranha e Vale do Feto. Junto a Roussa ocorrem falhas com direcções próximas a E-W que compartimentam e rejeitam os blocos setentrionais. Em Outeiro de Ranha, ocorrem em grande número no seio da unidade, pequenos planos de cisalhamento que vão sucessivamente diminuindo de frequência para o topo.

A passagem para a unidade sobrejacente (*Argilas de Barracão*) é feita geralmente por um nível argiloso por nós utilizado, à semelhança de BARBOSA (*op. cit.*), como orientador cartográfico. Particularmente em Alto do Maranho, a transição corresponde a uma superfície de ferruginização ou carapaça ferritizada atingindo por vezes uma espessura de 5 cm. Para S, em Outeiro de Ranha e Vale do Feto, ela corresponde a um nível decimétrico areno-pelítico com *galet mous* de argila cinzenta. Contudo, em ambos os casos, verifica-se a sobreposição de corpos lenticulares argilosos, isto é, as *Argilas de Barracão*. A sua expressão cartográfica extende-se desde Barro Branco a Estremadouro a W, e de Barros da Paz a Palão a E (continuando para S na Folha 23-C, Leiria, da Carta Geológica de Portugal). As jazidas de argilas negras com restos vegetais fósseis encontram-se repartidas pela área estudada, sendo a do sector mais ocidental a de Barro Branco (SE de Guia). As espessuras dos corpos argilosos tendem a diminuir para sectores ocidentais raramente ultrapassando dimensões decimétricas. O topo da unidade compreende um conjunto de sequências areno-argilosas gradativas de espessura geralmente decimétrica com conglomerados na base (BARBOSA, *op. cit.*). Aflora a uma cota estabilizada sensívelmente nos 135-140 m com à excepção para S, na área de Palão, onde aflora aos 150 m.

A E e SE de Roussa de Cima, os depósitos pliocénicos são ravinados por um conglomerado vermelho alaranjado exprimindo forte heterometria com calhaus chegando a atingir 35 cm de diâmetro, englobado numa matriz arenosa grosseira e imatura - *Conglomerados de Ranha*. Os conglomerados são essencialmente constituidos por calhaus de quartzito muito. A heterometria diminui de NE para SW. Correspondem a depósitos de fácies claramente continentais. MANUPELLA *et al.* (1978) identificam este depósito como *Pliocénico marinho do Vale de Carnide*. É possível segui-lo cartográficamente para áreas onde ele aflora sobre as unidades do Barracão (E.N.-1 em Travassos). Constituem pequenas plataformas instaladas a cotas de 125-130 m nas imediações de Pombal e de 150-160 m em áreas mais afastadas, junto às povoações de Ranha de S. João e Ranha de Baixo.

Na região a SW de Guia identificou-se um outro tipo de depósito cascalhento, *Conglomerados de Estevães*, que ravinam as formações pliocéncicas. Correspondem a conglomerados bem rolados de esfericidade média, com uma matriz arenosa grosseira e de cor amarelada. Os elementos constituintes, de tendência oligomítica de quartzo e quartzito, raramente excedem dimensões de 10 cm. Constituem uma delgada cobertura detrítica com espessura máxima de 3-4 m.

Na margem esquerda da Ribeira de Carnide formam as plataformas dos 135-140 m em Estevães e Seixo e 150-160 m (para S) em Palha Carga e Casais da Bidoeira. Na margem direita, culminam com as plataformas de cotas 150 m em Alto dos Mendes e 160-170 m (para S) em Matos de Ranha. Esta unidade conjugada com a anterior, fundamentam (?) a fase P4 de TEIXEIRA (1979).

OS DEPÓSITOS DA ETAPA SEDIMENTAR QUATERNÁRIA

Foram cartografadas duas novas unidades denominadas de *Areias e Conglomerados de Carpalhosa* e *Conglomerados e Areias e Conglomerados da Ribeira de Carnide* ("Terraços" da Ribeira de Carnide). Ambas encontram-se ligadas ao encaixe da rede fluvial que actualmente se desenvolve.

As *Areias e Conglomerados de Carpalhosa* ocorrem apenas na margem direita do vale da Ribeira de Carpalhosa a SE de Monte Redondo e cerca de 20 m acima do leito maior. São constituidos essencialmente por pequenas sequências areno-conglomeráticas granodecrescentes de cores cinzentas acastanhadas com espessura decimétrica e com intercalações de corpos argilosos tabulares e pouco espessos. Os calhaus são sub-angulares a sub-redondos de esfericidade média e dimensão máxima de 8 cm. Na matriz verifica-se que cerca de 55 % corresponde à fracção granulométrica superior a 2 mm enquanto que a fracção inferior a 0,063 mm não ultrapassa os 15 %. O conteúdo argiloso na base da série, é rico em esmectite, e no topo, rico em caulinite e ilite. A base da unidade é uma superfície erosiva instalada sobre a *Formação de Bom Sucesso*. A sua espessura máxima é de 9 m num perfil realizado junto de Sargaçal. Para o topo da unidade e sob a película de areias eólicas, ocorre frequentemente um "paleosolo" com abundantes restos carbonosos. Estes níveis forneceram indústria lítica em sílex. Correspondem a depósitos aluvionares de pequenos leques coalescentes e com drenagem para SW.

As *Areias e Conglomerados da Ribeira de Carnide* encontram-se apenas na margem esquerda da Ribeira de Carnide junto a Carnide de Baixo e Águas Belas a cotas de 80-90 m e cerca de 20 m acima do leito maior. Assentam directamente sobra a *Formação de Bom Sucesso* . Estes depósitos iniciam-se por um conglomerado grosseiro granodecrescente (C1%=18-10cm) oligomítico (quartzo e quartzito), com predomínio de calhau subredondo a sub-angular de esfericidade baixa com uma matriz arenítica grosseira de cor amarelada e uma espessura que não excede 1,5 m. Para o topo da unidade e sobre os conglomerados ocorre um corpo areno-pelítico e pelítico, maciço e de cor cinzenta com 2 m de espessura máxima.

BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, A. C., SOARES, A. F., CUNHA, L. & MARQUES, J. F. (1990) - Proémio ao Estudo do Baixo Mondego. *Biblos*. Coimbra, vol. LXVI, 47 p.

BARBOSA, B.P. (1983) - Argilas especiais de Barracão-Pombal. Prospecção, sondagens e cálculo de reservas. *Estudos Notas e Trabalhos do S.F.M.*, vol. XXV, fasc. 3 - 4, pp 193 - 212.

CACHÃO, M. A. P. (1989) - Contribuição para o Estudo do Miocénico Marinho Português (sector Pombal-Marinha Grande)- Micropaleontologia, Biostratigrafia. Dissertação apresentada em provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, *Dep. Geologia, Fac. Ciências Lisboa*, 204 p.

MANUPELLA, G.; ZBYSZEWSKI, G. & FERREIRA, V. (1978) - Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal (1:50.000), Folha nº 23-A de Pombal. *Serv. Geol. Portugal*. Lisboa. 62 p.

REIS, R. PENA DOS (1983) - A sedimentologia de depósitos continentais. Dois exemplos do Cretácico Superior - Miocénico de Portugal. Tese de Doutoramento não publicada, *Univ. de Coimbra*. 404 p.

REIS, R. PENA DOS, CUNHA, P. M. R. R. PROENÇA, BARBOSA, B. P., ANTUNES, M. T. & PAIS, J. (1992) - Mainly Continental Miocene and Pliocene Deposits from Lower Tagus and Mondego tertiary Basins. *Ciências da Terra (UNL)*, Número especial, Lisboa, pp 37-56.

SOARES, A. F. & REIS, R. PENA DOS (1984) - Considerações sobre as unidades litostratigráficas pós-jurássicas na região do Baixo Mondego. *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, Lisboa, pp 183-202.

TEIXEIRA, C. (1979) - O Plio-Plistocénico de Portugal. *Comunic. Serv. Geol. Portugal*. Lisboa, t. 65, pp 35-46.

TEIXEIRA, C. & ZBYSZEWSKI, G. (1951) - Note sur le Pliocène de la Region à l'Ouest de Pombal. *Comunic. Serv. Geol. Portugal*. Lisboa, t. XXXII (1), pp 295-302.

Sedimentação detrítica durante o Pliocénico e Plistocénico No Algarve Central

D. MOURA*, T. BOSKI* & R. DIAS**

Palavras-chave: Litostratigrafia; Pliocénico; Plistocénico.

Resumo: Durante o Pliocénico e o Plistocénico, a sedimentação clástica predominou nos ambientes sedimentares da Bacia Algarvia. A coluna sedimentar correspondente ao Pliocénico, é constituída por areias do domínio marinho pouco profundo, por vezes influenciado por processos fluviais. O padrão litostratigráfico durante o Pliocénico, foi determinado pela bacia receptora topograficamente irregular, por um movimento eustático positivo e por importante influxo detrítico na bacia sedimentar. Durante o Plistocénico, os processos sedimentares actuantes, foram principalmente de natureza continental, controlados por variações climáticas e geomorfológicas. A coluna sedimentar do Plistocénico, é dominada por areias de sistemas fluviais e aluvionares associados.

Key- words: Lithostratigraphy; Pliocene; Pleistocene.

Abstract: During Pliocene and Pleistocene, siliciclastic sedimentation was dominant in Central Algarve Basin. The Pliocene sediments are mostly of shallow marine origin, though locally, fluvial origins may be admitted. The Pliocene lithostratigraphic pattern in this area, was controlled by irregular carst topography of miocene substratum, positive eustatic movement and high detritical input into the sedimentary basin. The Pleistocene sedimentation, was continental, mostly alluvial.

INTRODUÇÃO

Na sequência da primeira Reunião sobre o Neogénico algarvio, que decorreu em Maio de 1998, na Universidade do Algarve, resultou uma coluna litostratigráfica integradora das várias unidades neogénicas já anteriormente definidas por alguns dos investigadores presentes (Cachão, 1995a; 1995b). No sentido de obter um modelo evolutivo coerente para a Bacia Algarvia e uniformizar nomenclaturas, a discussão foi prolongada às unidades do Plistocénico. Este trabalho tem como objectivo a apresentação das designações aferidas para as unidades do Pliocénico e Plistocénico e a sua breve caracterização.

Sobre as formações miocénicas do Algarve central (Cachão *et al.*, neste volume), assenta uma sequência sedimentar quase exclusivamente siliciclástica. De espessura variável, esta sequência, é sucessivamente mais possante para E, atingindo a sua máxima extensão vertical, de cerca de 70m, na região do Ludo-Monte Negro e representa o empilhamento sedimentar durante o Pliocénico e o Plistocénico. Encerrando três descontinuidades sedimentológicas, que marcam a evolução temporal da bacia sedimentar, em consequência de alterações morfológicas e climáticas, divide-se do ponto de vista genético, em cinco unidades que integram a Formação do Ludo (Moura & Boski, 1994): Areias de Monte Negro, Areias da Falésia (Cachão, 1995a; 1995b), Areias de Faro-Quarteira, Areias do Ludo e Areias e Cascalheiras de Gambelas. A designação Areias de Faro-Quarteira, tem sido usada para referir as unidades detríticas pós-miocénicas. Definida na região do Ludo, a Formação com o mesmo nome (Moura & Boski, 1994), recupera o termo Areias de Faro-Quarteira para um dos seus membros, aquele que pelas suas características , corresponde à definição das Areias de Faro-Quarteira proposta na carta geológica de Portugal à escala 1/50 000, folha de Faro 53-A (Manuppella, 1987). Esta alteração, é consequência, de uma cartografia mais pormenorizada (Moura & Boski, 1997), que revelou a existência de unidades distintas, reunidas até então sob a mesma designação. A conservação do termo, teve em atenção o peso histórico do mesmo e o facto de ser, de entre as várias unidades, aquela que tem a maior extensão geográfica.

* Unidade de Ciências e Tecnologias dos Recursos Aquáticos, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8000-Faro
** Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Estrada da Portela, Zambujal, 2720-Alfragide

CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES LÍTICAS

Areias da Falésia

A unidade das Areias da Falésia (Cachão, 1995a; 1995b), é constituída por areias de cor branco a branco acinzentado, exibindo estruturas sedimentares que apontam para migração lateral para leste, dos corpos arenosos depositadas em ambiente marinho litoral. Acomodadas a uma bacia sinsedimentar que se encontra a profundidades crescentes para E (Silva, 1988) a partir da praia de Olhos de Água, deixam de ser visíveis nas arribas litorais a oriente da praia Alfa-Mar. Evoluindo em perfil vertical, de areia muito grosseira na base, para areia fina, esta série termina num conjunto de camadas métricas, onde alternam argilas, areias finas por vezes bioturbadas e arenitos fossilíferos. Este conjunto, testemunho de ambiente marinho restrito, de acordo com a fauna fóssil preservada, marca o final de uma etapa evolutiva da bacia durante o Pliocénico inferior, determinada por um movimento eustático positivo durante o qual o padrão sedimentar foi controlado principalmente pela geometria da própria bacia.

Areias de Monte Negro

A unidade das Areias de Monte Negro, de fácies marinha de domínio infralitoral, são areias médias ou finas, micácias, de estratificação centimétrica horizontal ou sub-horizontal, intensamente bioturbadas. Apresentam a sua máxima expressão vertical, na região de Monte Negro, onde contactam directamente com o topo do Miocénico carbonatado, de acordo com dados de sondagens para captação de água. Embora de litofácies muito distinta, são equivalentes estratigráficos das Areias da Falésia, podendo corresponder às partes mais distais do mesmo sistema deltaico.

Areias de Faro-Quarteira

Sobre as Areias da Falésia e as Areias de Monte Negro, assenta a unidade das Areias de Faro-Quarteira . O limite inferior deste corpo lítico, materializa a primeira descontinuidade sedimentológica, representada por uma acentuada redução da granulometria, inclusão de sexquióxidos, aumento de feldspato em cerca de 10% relativamente aos sedimentos estratigraficamente inferiores e pelo desaparecimento de ilite e moscovite da fracção argilosa. Esta unidade é constituída por areias médias bem calibradas (fig.1), ricas em goetite, contêm quantidades vestigiais de hematite (Boski *et al*, 1995), óxidos estes que lhes conferem tonalidades alaranjadas. Nos raros casos em que apresentam estratificação, esta é oblíqua planar. Com distribuição geográfica considerável, assentam sobre um substrato poligénico, mesmo sobre as formações mesozoicas e mantêm inalteradas as suas características em toda a bacia. Constituem grande parte de uma entidade geomorfológica, superiormente aplanada, a plataforma litoral detrítica, entre Albufeira e a Península do Ancão. Do ponto de vista genético, são areias de plataforma marinha de abrasão, extensa e pouco profunda, instalada durante o máximo transgressivo pliocénico. A presença de *Globigerinoides obliquus extremus* na jazida fossilífera de Areeiro a SW de Loulé, permitiu posicionar cronostratigraficamente esta unidade, no Pliocénico.

Areias do Ludo

A unidade Areias do Ludo, é constituída por areias de cor branco, médias a grosseiras mal calibradas (fig.1), que materializam várias fases de enchimento de canal fluvial e complexos de barras fluviais. O feldspato drasticamente reduzido relativamente às Areias de Faro-Quarteira representa apenas 5 a 7% do volume dos sedimentos. A componente dos sexquióxidos está ausente e a caulinite é o mineral de argila predominante.

Areias e Cascalheiras de Gambelas

A unidade das Areias e cascalheiras de Gambelas, embora lateralmente extensa, apresenta um registo geográfico descontínuo, com maior expressão na região de Gambelas-Ludo-Faro. São areias heterométricas (fig.1), com profusa e desenvolvida estratificação oblíqua e/ou entrecruzada. Incluem uma fase de seixo quartzoso e quartzítico de clastos não alterados e muito redondos. Constituem corpos tabulares que não excedem os seis metros de espessura. A matriz argilosa existe em percentagens que variam entre 2% e 10%. O seu limite inferior representa a segunda rotura sedimentar bem expressa, marcada pelo completo desaparecimento de feldspato e novo influxo de óxidos de ferro na bacia. São areias fluviais de canais entrançados característicos de climas semi-áridos. A sua elevada capacidade de migração, com os canais fluviais mal hierarquizados a cortarem sucessivamente as zonas interdistributárias, produziu

uma variação de litofácies dentro desta unidade, entre siltes, depósitos de barra e depósitos de canal. A presença de indústria lítica nestes corpos e algumas jazidas fossilíferas, situam estes depósitos no Plistocénico superior. A análise de paleocorrentes, revela uma drenagem preferencialmente NNW-SSE.

A última rotura sedimentar relaciona-se com os depósitos de seixo e calhau de quartzito, grauvaque e xisto, alterados, que assentam indiferentemente sobre as restantes unidades. O grau de alteração dos litoclastos e a sua litologia idêntica a antigos leques aluvionares entrosados nas areias pliocénicas, favorecem a hipótese da posterior remobilização destes depósitos aluvionares por coalescência e a sua reutilização nas redes de drenagem. Quer esta esparsa cobertura sedimentar, quer as Areias e Cascalheiras de Gambelas, estão a ser desmanteladas a partir dos vales actuais, pelo que se encontram confinados às zonas de interflúvio.

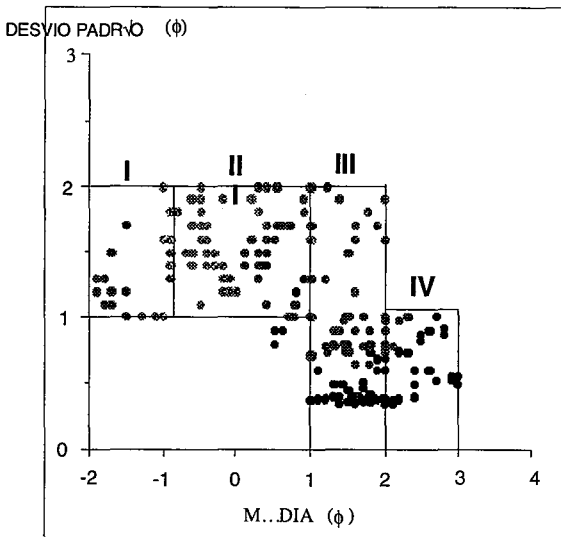


Fig.1- Características texturais das litofácies descritas: I - Areias do Ludo; II-Areias e Cascalheiras de Gambelas; III- Areias de Faro-Quarteira; IV- Areias de Monte Negro.

ARTICULAÇÃO HORIZONTAL E VERTICAL DOS CORPOS LÍTICOS

Os corpos líticos descritos, articulam-se lateral e verticalmente de modo constante. A distribuição descontínua de algumas fácies, consequência directa do tipo de ambiente sedimentar relacionado com a sua génese, produz no entanto sequências litostratigráficas distintas (fig. 2). A unidade litostratigráfica das Areias de Faro-Quarteira, permite devido à constancia dos seus atributos em toda a região e à sua ampla extensão geográfica, ser considerada na Bacia Centro Algarve, como horizonte estratigráfico. A unidade basal das Areias e Cascalheiras de Gambelas, constituída por siltes pedolizados, embora de registo espacial mais fragmentado que a unidade anterior, é também pelas suas características e posição estratigráfica constantes, um marco impotante na coluna sedimentar. Interpretada como gerada em planícies aluviais, nas zonas interdistributárias, deverá ser no entanto alvo de estudos mais pormenorizados, já que os seus indícios pedogénicos indicam uma fase climática temperada, durante o Plistocénico. As unidade Areias de Monte Negro, prováveis equivalentes laterais das Areias da Falésia, as Areias de Faro-Quarteira, as Areias do Ludo e as Areias e Cascalheiras de Gambelas, constituem Membros da Formação do Ludo, definida na região do mesmo nome (Moura & Boski, 1994).

CONCLUSÕES

O Pliocénico na Bacia do Algarve central, caracterizou-se por um movimento eustático positivo, durante o qual, a elevada quantidade de material detrítico que chegou às pequenas bacias estruturadas em demi-graben, produziram progradação dos corpos sedimentares deltaicos, para SSE, materializando as areias da Falésia as partes proximais destes sistemas fluvio-marinhos e as Areias de Monte Negro, as partes mais distais. O máximo transgressivo pliocénico, está

representado pela deposição de extensos corpos arenosos, em plataforma de abrasão pouco profunda, que se estendia até à faixa de relevos mesozoicos. As areias depositadas, ricas em feldstato e sexquióxidos, as areias de Faro-Quarteira, revelam um importante contributo sedimentar do maciço Hespérico. Durante o Plistocénico, aos corpos fluviais hierarquizados e encaixados em soco poligénico (Areias do Ludo), seguem-se corpos líticos tabulares, ricos em estratificação oblíqua e entrecruzada, com pavimentos de canal e acreção em barras frontais. Característicos de sistemas fluviais entrançados, desenvolveram-se no entanto sobre a superfície aplanada do Pliocénico. A sua tipologia não se relaciona com a existência de declives elevados como é próprio destes sistemas, mas sim com acentuadas variações na descarga, como acontece em climas áridos. A última cobertura sedimentar plistocénica, é difusa, geograficamente descontínua e resulta da coalescência de antigos leques aluvionares. Os clastos, da dimensão do seixo e calhau, litologicamente distintos de todas as unidades anteriores, são de quartzito, grauvaque e xisto.

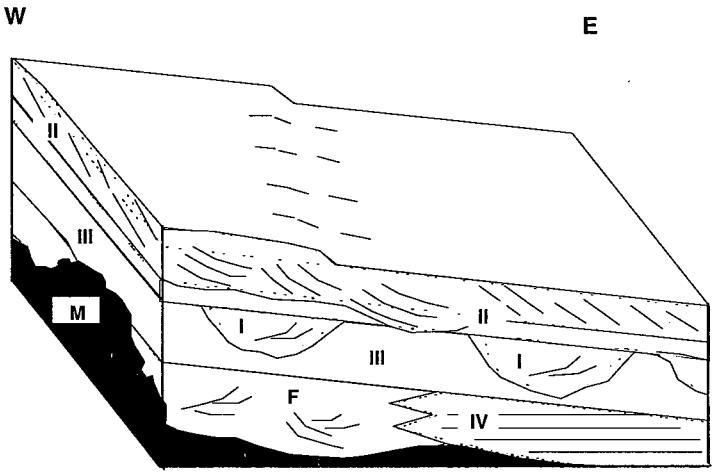


Fig.2: Articulação vertical e lateral das litofácies. M- substrato miocénico; F- Areias da Falésia; I- Areias do Ludo; II- Areias e Cascalheiras de Gambelas; III- Areias de Faro-Quarteira; IV- Areias de Monte negro

REFERÊNCIAS

BOSKI, T., MOURA, D. NAUD, J., DIAS, J. A. (1995)- Migração dos óxidos de ferro nos sedimentos quaternários do Algarve. *III Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Niteroi, comunicações em CD-ROM.

CACHÃO, M. (1995a)- Novo Enquadramento Estratigráfico para o Neogénico Marinho do Algarve: implicações paleogeográficas e tectónicas. *Memória nº4, Museu Lab. Mineral. Geol.*, Porto pp.57-61.

CACHÃO, M. (1995b)- O Neogénico do Algarve: redefinição de unidades litostratigráficas. *Memória nº4, Museu Lab. Mineral. Geol.*, Porto pp.63-67.

CACHÃO, M., BOSKI, T., MOURA, D., DIAS, R., MARQUES DA SILVA, C., SANTOS, A., PIMENTEL, N., CABRAL, J. (1998)- Proposta de articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias de Algarve (Portugal). Neste volume, V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa.

MANUPPELLA, G., RAMALHO, M., TELLES ANTUNES, M. & PAIS, J. (1987)- Notícia explicativa da folha 53-A (Faro), na escala 1/50 000, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 52p.

MOURA, D., & BOSKI, T. (1994)- Ludo Formation - a new lithostratigraphic unit in Quaternary of central Algarve. *GAIA*, nº9, Lisboa, pp. 95-98.

MOURA, D., & BOSKI, T. (1997)- Sistema fluvial do Plistocénico superior na bacia Algarvia (Portugal). *AEQUA*, Huelva, pp.69-76.

SILVA, M. J. B. L. (1988)- Hidrogeologia do Miocénico do Algarve. Dissertação para obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Hidrogeologia pela Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 375 p.

Mineralogical and geophysical methods used in lithostratigraphic and structural studies of the Quaternary sediments between Espinho and Furadouro (Portugal)

A. MACHADO*, R. P. MOURA*, F. ROCHA*, M. SENOS MATIAS* & C. GOMES*

Key-words: Quaternary, Espinho-Furadouro, mineralogy, geophysics.

Abstract: In the Espinho-Furadouro region, overlying the sedimentary formations of the Mesocenozoic margin do occur Plio-Pleistocene and Holocene detritical deposits, represent by fluvial and fluvial-marine alluvium as well as beach and dune sands. In 1996, a well drilling programme was carried out within the framework of a co-operative research project, involving teams from the Universities of Aveiro and Minho. Seven boreholes reaching in average depths of 30 to 40 meters were carried out. Mineralogical studies were based mainly on x-ray diffraction (XDR) determinations, carried out in both the less than 38 μm and 2 μm fractions (clay fraction). Eight electrical soundings (SB1 to SB8) were carried out along a rough north-south alignment at 250 m interval approximately. Having in mind an attempt to establish a lithostratigraphic zonation in the sedimentary columns and to find eventual lateral correlations, mineralogical parameters had been established in order to define guide-layers. The geostatistical analysis of the mineralogical data carried out allowed the definition, in each of the five studied boreholes, of three/four guide-layers. The resistivity data were modelled using a 1D software interpretation package.

Palavras-chave: Quaternário, Espinho-Furadouro, mineralogia, geofísica.

Resumo: Na região Espinho-Furadouro, sobre as formações sedimentares da margem Mesocenozoíca ocorrem depósitos detríticos Plio-Plistocénicos e Holocénicos, representados por aluviões fluviais e fluvio-marinhos e areias de praia e de duna. Em 1996, foi realizada uma campanha de sondagens ao abrigo de um projecto de cooperação entre as Universidades de Aveiro e Minho. Os estudos mineralógicos foram efectuados utilizando, essencialmente a difracção de raios-x (DRX), executadas nas fracções 38μm e 2μm (fracção argilosa). Foram executadas 8 sondagens eléctricas (SB1 à SB8) ao longo de um alinhamento N-S com intervalos de 250 m, aproximadamente. Tendo como objectivo estabelecer um zonamento litoestratigráfico das colunas sedimentares e encontrar eventuais correlações laterais, foram estabelecidos alguns parâmetros mineralógicos para se definirem camadas-guia. A análise geoestatística em dados mineralógicos permitiu a definição, em cada uma das 5 sondagens, três/quatro camadas-guia. Os dados de resistividade foram modelados usados softwere de interpretação 1D.

INTRODUCTION

The western coastal sector of Portugal is located at the western margin of the Hesperic Massif, in the northern limit of the Portuguese Occidental Mesocenozoic Margin.

Overlying the sedimentary formations of the Mesocenozoic margin do occur Plio-Pleistocene and Holocene detritical deposits, represent by fluvial and fluvial-marine alluvium as well as beach and dune sands which, on the basis of the amount of sediments involved in the littoral drift, would enabled, through the joining of successive sandy hooks, the beginning of the barrier structure formation around 550 d.C, at a point located in the vicinity of Esmoriz. This process continued up to the middle of the XVIII century. As a result of this process, a large lagoon commonly, but improperly, known as "Ria de Aveiro" was formed.

MATERIALS AND METHODS

The lithological, sedimentological and mineralogical studies of these sediments were based on samples from five boreholes located in certain sites of the surrounding area of the "Ria de Aveiro", wells that attained depths of nearly forty meters.

In 1996, a well drilling programme was carried out within the framework of a co-operative research project, involving teams from the Universities of Aveiro and Minho, among others. Seven boreholes reaching in average depths of 30 to 40 meters were carried out.

More than 250 samples derived from 5 boreholes were studied. Mineralogical studies were based mainly on x-ray diffraction (XDR) determinations, carried out in both the less than 38 μm and 2 μm fractions (clay fraction). For the semiquantitative determinations of clay minerals, criteria recommended by Schultz (1964) and Thorez (1976) were followed.

* Universidade de Aveiro – Departamento de Geociências – 3800 Aveiro

The area under investigation (Fig. 1) is around the Maceda Military Air Base, near Ovar. Eight electrical soundings (SB1 to SB8) were carried out along a rough north-south alignment at 250 m interval approximately.

It was used a Wenner array of electrodes with "a" distances ranging from 1 to 256 m and with a sampling rate of six points per decade.

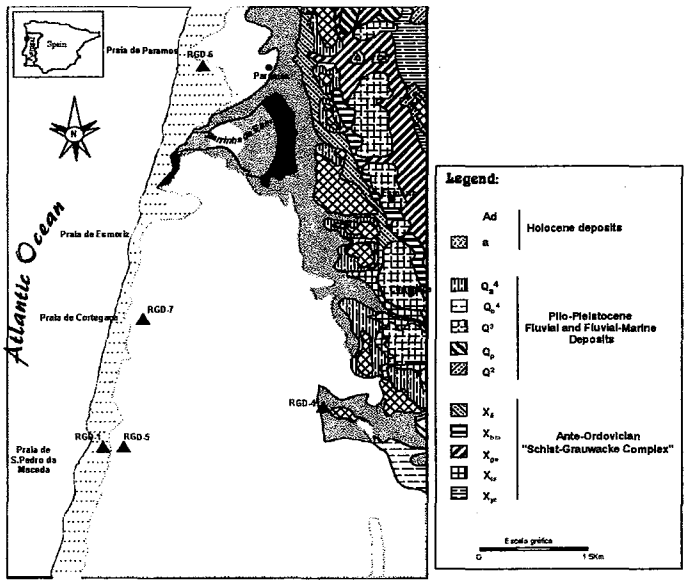


Figure 1 - Location of the studied boreholes.

Figure 2 shows a synthesis of the lithological characteristics of the sedimentary columns of each studied borehole.

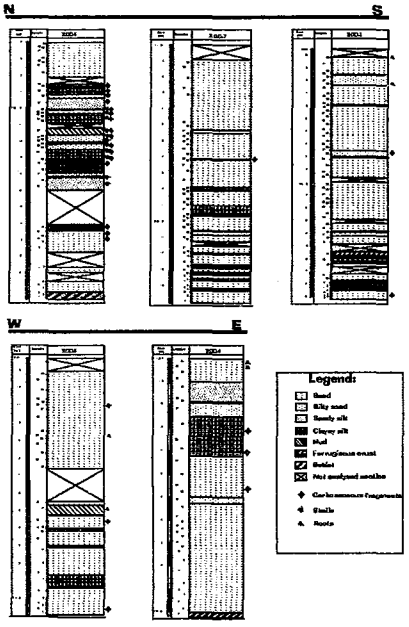


Figure 2 - Lithostratigraphic logs of the studied boreholes.

Sediments consist of fine/medium sands, brownish to greyish, with some layers, in general very thin, of clays and muds, sometimes with shells. Two of the boreholes (RGD 4 and RGD 6) reached the regional bedrock, formed by schists and grauwackes.

The mineralogical composition of the <38μm fraction is very monotonous for all the five studied boreholes sedimentary columns. Quartz, Phyllosilicates, K-Feldspar and Plagioclase are the more characteristics minerals of this fraction (<38μm), accompanied by Dolomite, Gypsum and Anhydrite (ubiquitous but always with a discrete presence) and, as accessory minerals, Zeolites, Opal C/CT, Anatase, Pyrite, Marcassite, Siderite, Gibbsite, Magnesite, Calcite and Halite.

In what concerns the clay fraction (<2μm), Illite is the predominant mineral, accompanied by Kaolinite and Vermiculite. In some layers, Kaolinite and/or Vermiculite show a relative increase in their presence. These clay minerals show, in general, low/medium cristallinity with no significant vertical variation, in particular Kaolinite and Vermiculite. Illite shows a slightly higher cristallinity, with a discrete vertical heterogeneity.

Having in mind an attempt to establish a lithostratigraphic zonation in the sedimentary columns and to find eventual lateral correlations, mineralogical parameters had been established in order to define guide-layers.

At an initial stage we applied the Phyllosilicates/Quartz+Feldspars ratio, that means the fine detrital minerals/coarse detrital minerals ratio, submitted to statistical analysis, in particular Quality Control Analysis (vertical evolution of the parameter controlled by mean and standard deviation; vertical evolution of the cumulative sum of deviations).

As a second parameter we applied the vertical evolution of the "factor scores" of the Principal Components Analysis of the mineralogical parameters being quantified.

Therefore, the geostatistical analysis carried out allowed the definition, in each of the five studied boreholes, of three/four guide-layers characterized by clear anisotropies found in the vertical evolution of the selected parameters (Rocha *et al.*, 1998).

The utilisation of selected lithostratigraphic markers allowed the definition of guide-layers in each of the five boreholes under study. These guide-layers were established on the basis of clear anisotropies found in the vertical evolution of certain mineralogical parameters.

Four guide-layers (A, B, C e D) could be defined. Guide-layer A was defined in the lower section of the sedimentary columns, guide-layers B and C were defined in the intermediate sections whereas guide-layer D was defined in the upper section. All these four guide-layers are characterized by quantitative changes found in the Kaolinite and/or Vermiculite presence.

The resistivity data were modelled using a 1D software interpretation package on PC environment. Most geoelectrical models are four layers interpretations.

Broadly speaking each model, the first layer revels high resistivity values and must correspond to sand dune layer above the freatic level. Under this formation a unity showing a wide range of resistivity values can be found and should correspond to organic and mud units. Then a third geophysical conductive layer (resistivity values ranging from 40 to 140 ohm.m) correspond to water bearing formations. Finally, a fourth resistive layer must correspond to the crystalline basement.

From Figure 3, it can be seen that bedrock depths increase abruptly and locally south sounding SB3.

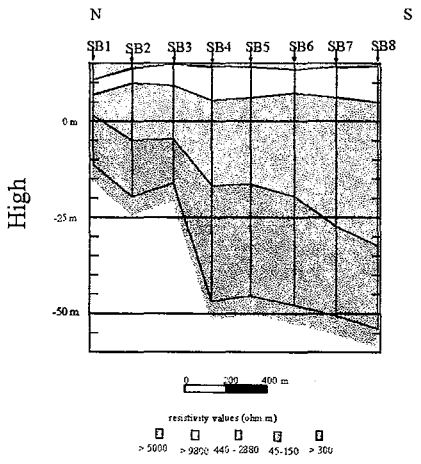


Figure 3 - Cross-section electrical

The lithostratigraphic and geophysical data allowed the drawing of a cross-section from North to South of the studied region (Fig. 4)

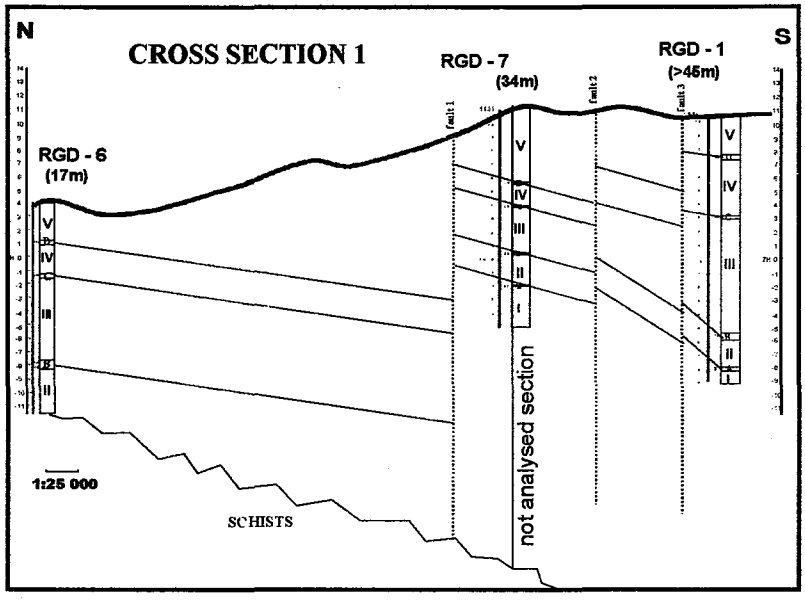


Figure 4 – Cross section 1

So, we consider that the methodologies being adopted could be of great interest to discriminate situations where the classical parameters yield monotonous information.

REFERENCES

KELLER, G. V. & FRISCHKNECHT, F. C. (1979) - *Electrical Methods in Geophysical Prospecting.* Pergamon. Press.

ORELLANA, E. (1972) - *Prospección Geoeléctrica en corriente contínua.* Paraninfo, Madrid, Espanha, 578 pp.

ROCHA, F. J. F. T. (1993) – *Argilas aplicadas a estudos litoestratigráficos e paleoambientais na Bacia Sedimentar de Aveiro.* PhD thesis. Universidade de Aveiro, 399 pp.

ROCHA, F., MACHADO, A. & GOMES, C. (1998) (in press) – Statistical analysis of mineralogical parameters as lithostratigraphic markers. Application on quaternary sediments of the littoral between Espinho and Furadouro (Portugal). *Spc. Publ. Inst. Esp. Ocean.*

SCHULTZ, L. G. (1964) – Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. *United States Geological Survey Professional Paper* 391-C: 1-31.

THOREZ, J. (1976) – *Pratical identification of clay minerals.* Editions G. Lelotte, Belgique, 99p.

Biostratigrafia (Nanofósseis calcários) e interpretação paleoambiental do Neogénico de Porto Santo (Madeira), (dados preliminares).

M. CACHÃO [1]; D. M. M. RODRIGUES [2]; C. MARQUES DA SILVA [1] & J. MATA [3]

Palavras-chave: Porto Santo, Miocénico, Nanofósseis calcários, Biostratigrafia, recifes de coral, mangais, tsunamito.

Resumo: O estudo tafonómico e paleoecológico de associações de invertebrados fósseis de Porto Santo permite integrá-los em dois tipos principais de fácies: vulcano-sedimentares, de pequena profundidade (com desenvolvimentos locais de biohermas de corais, mangais e lagunas confinadas), e litorais de alta energia ("tsunamíticas"). Nanofósseis calcários, identificados pela primeira vez nos níveis fossilíferos de fácies vulcano-sedimentar, de Porto Santo, permitiram o seu enquadramento biostratigráfico no Miocénico Médio (CN4 de Okada & Bukry; Serravaliano Inferior; *circa* 14 Ma.). Estes níveis fossilíferos reflectem regressão local, durante máximo eustático generalizado, muito provavelmente devido a significativo empolamento e acreção vulcânica, no decurso do Miocénico Médio.

Key-words: Porto Santo, Miocene, Calcareous nannofossils, Biostratigraphy, coral reefs, mangroves, tsunamigenic deposits.

Abstract: The taphonomical and palaeoecological studies of the invertebrate fossil assemblages of Porto Santo island (Archipelago of Madeira) led to the distinction of two type facies: volcano-sedimentary shallow facies (with coral reef, mangrove and confined lagoon local developments) and coastal high energy facies ("tsunamigenic deposits"). Calcareous nannofossils retrieved from fossiliferous levels of the first type allowed its biostratigraphic position into the Middle Miocene (CN4 of Okada & Bukry; Early Serravalian; *circa* 14 Ma.). The fossiliferous units reflect a local regression of the island, during a positive eustatic cycle, most probably due to a significative uplift and volcanic acretion, during the Middle Miocene.

INTRODUÇÃO

Porto Santo, com cerca de 42 km^2 de superfície, é uma ilha oceânica de origem vulcânica, situada a 40 km a NE da ilha da Madeira, aproximadamente em torno de 33° de Latitude Norte e 16° de Longitude Oeste. Do ponto de vista geológico, vários autores se têm dedicado ao seu estudo (*vide* bibliografia *in* CARVALHO & BRANDÃO, 1991) podendo ser descrita como uma estrutura vulcânica complexa e fortemente erodida, da qual resultou a exposição de rochas pertencentes às suas fases submarina, de transição submarina-subaérea e subaérea. Segundo FERREIRA (1985), Porto Santo, na sua fase submarina, evoluiu como um vulcão escudo, entre 18,8 e 13,5 Ma (secção visível) tendo a fase subaérea de construção do edifico vulcânico ocorrido entre 14 e 10,2 Ma.

As rochas de Porto Santo são alcalino-sódicas, variando desde litótipos básicos (basanitóides, basaltos e hawaiitos) a intermédio-ácidos (traquitos e riólitos). O topo do complexo submarino (de base), representando a zona de transição da fase submarina pouco profunda (10-100m) para a subaérea, é composto por calcários coralíferos, conglomerados e arenitos intercalados com material vulcânico (escórias, brechas e hialoclastitos).

Os níveis fossilíferos de Porto Santo são conhecidos desde meados do século passado (MAYER, 1864), tendo sido atribuídos genericamente ao "Vindoboniano" (equivalente ao Miocénico Médio e Superior). Na recentemente editada Folha da Ilha de Porto Santo (Carta Geológica de Portugal, 1:25.000, IGM), FERREIRA (1996) refere a presença de quatro níveis de "Depósitos recifais e conglomerados" ("**cg**$_1$" a "**cg**$_4$"), atribuindo-lhes idades cronostratigráficas (por enquadramento) que variam do Miocénico Inferior (19,3 Ma) ao Miocénico Médio (15,2 Ma).

O presente trabalho retoma os estudos paleontológicos de níveis fossilíferos miocénicos de Porto Santo procurando retirar informações, quer de cariz biostratigráfico, através das associações de Nanofósseis calcários, quer de cariz paleogeográfico e paleoambiental, através da interpretação tafonómica e paleoecológica das associações de macrofósseis (corais, moluscos, equinodermes, etc.), visando contribuir para o melhor conhecimento da evolução de Porto Santo, durante o Miocénico.

AFLORAMENTOS ESTUDADOS E SUA INTERPRETAÇÃO

Para o presente estudo foram efectuados cortes geológicos e recolhidas amostras para reconhecimento e estudo de nanofósseis em sectores onde os níveis fossilíferos se apresentam bem expostos. Estão nesta situação os afloramentos situados em: Ponta da Calheta (PC) e Ribeiro de Água (RA), na extremidade sudoeste da ilha; Lombinho de Baixo (LB), Lombinho do Meio (LM) e Lombinho de Cima (LC) na Serra de Dentro, e Pico Branco (PB), todos situados no sector nordeste da ilha; Chão de Farinha (CF), situado na extremidade leste da ilha; Praia do Gastão (PG), na vertente SW do Pico do Concelho (sector oriental da ilha de Porto Santo) e Portinho (ICP) situado no Ilhéu da Cal, a sudoeste da ilha de Porto Santo.

[1] - Departamento e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Rua da Escola Politécnica, 58, P-1294 LISBOA CODEX, PORTUGAL.

[2] – Departamento de Biologia e Centro de Biologia e Geologia da Universidade da Madeira, Praça do Município, P-9000 FUNCHAL, PORTUGAL.

[3] - Departamento e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, Edifício C2 – 5° Piso, Campo Grande, P- 1700 LISBOA CODEX, PORTUGAL

Os afloramentos fossilíferos observados apresentam dois tipos fundamentais de fácies:

1) Fácies vulcano-sedimentares, fossilíferas. Unidades depositadas a profundidade compatível com o desenvolvimento de estruturas bioedificadas de tipo *patch reef*. Aparecem como intercalações de um ou mais níveis fossilíferos, para o topo de espessas sequências, mais ou menos monótonas, de hialoclastitos. Estas fácies podem ser reconhecidas em vários pontos da ilha de Porto Santo, em especial nos seus sectores nordeste e oriental. É possível individualizar subfácies diferenciadas, as quais traduzem condições particulares, comuns em ilhas oceânicas de ambientes recifais:
   a) Paleoambientes de fácies recifal, constituído por biohermas coralígenos com dimensões superiores a 1 metro. Estas fácies foram reconhecidas em Ribeiro Salgado (RS) e em afloramentos dispersos, à cota aproximada de 100 m, em torno do Pico de Ana Ferreira (AF);
   b) Paleoambientes costeiros de energia moderada a alta, com grande variedade de fósseis, como, por exemplo: estruturas de bioerosão em blocos de corais coloniais, *in situ* ou remobilizados, de dimensões que não ultrapassam meio metro de diâmetro, rodólitos, ostreídeos rolados, *Spondylus* (quer *in situ* quer sob a forma de valvas roladas), pectinídeos, radíolas de cidaróides, vertebrados (*e.g.* fragmento de maxila de peixe sparídeo) e calhaus recobertos por algas rodófitas e serpulídeos. Associações destas ocorrem, actualmente, com frequência, nas zonas mais expostas dos litorais recifais. Estas fácies foram reconhecidas em Lombinho de Baixo, Chão de Farinha e Praia do Gastão;
   c) Paleoambientes costeiros de baixa energia hidrodinâmica, com serpulídeos, fragmentos de *Pinna*, *Spondylus*, ostreídeos, radíolas de cidaróides, corais solitários pequenos ou coloniais arborescentes, associados a frequentes *Isognomon*. Estes últimos são bivalves particularmente bem adaptados a ambientes de elevada taxa de sedimentação pelítica, vivendo fixos a mangais, em ambientes de *back reef*, conforme podem ser observados em ilhas actuais como a de Porto Rico (observação pessoal de M.C.). Fácies desta natureza foram reconhecidas em Lombinho do Meio e Chão de Farinha, nesta última localidade associados a pistas *Ophiomorpha* (icnofósseis realizados em níveis de hialoclastitos) e níveis com macroforaminíferos bentónicos;
   d) Paleoambientes costeiros, lagunares, protegidos. Estes ambientes estavam sugeitos a energia das ondas, favorável ao desenvolvimento de algas calcárias e produção de concreções rodolíticas de diâmetros decimétricos ("laranjas") (*e.g.* Lombinho de Cima; Ilhéu da Cal) bem como a emersão esporádica, ou rítmica, evidenciada por finos níveis argilosos, com fendas de dissecação, com preenchimento (Lombinho de Cima).

2) Fácies litorais, de muito alta energia hidrodinâmica. Os níveis fossilíferos recobrem superfície topográfica irregular, sem estratificação bem definida, com acentuado grau de heterogeneidade das dimensões dos elementos clásticos (constituídos exclusivamente por rochas vulcânicas), associados a fósseis de organismos típicos de ambientes marinhos: serpulídeos, moluscos (gastrópodes e bivalves vários) e equinóides. A assinatura tafonómica deste depósito evidencia incompatibilidade de deposição desta unidade em ambiente sugeito a energia das ondas. Efectivamente, nos afloramentos de Ribeiro de Água (Ribeiros) a presença de fósseis de conchas frágeis cefalópodes e equinóides irregulares, estes últimos característicos de substratos arenosos, é incompatível com evolução deste depósito em condições costeiras normais. Neste sentido, sugere-se que a sedimentação destes depósitos possa ter sido gerada na sequência de um evento tsunamigénico (tsunamito). Na Ponta da Calheta, estes sedimentos são fossilizados por depósitos de praia com raras ocorrências de fósseis.

MICROPALEONTOLOGIA (NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS)

As associações de nanofósseis calcários encontrados nos cortes de fácies vulcano-sedimentares, fossilíferas, são todas biostratigraficamente compatíveis com idades miocénicas. Contudo, apenas as amostras LM1, LM2, LC1, LC2, LC3 e PB2 possuem conjunto suficientemente rico de espécies características capaz de possibilitar enquadramento biostratigráfico mais preciso. Assim, a presença do esfenólito marcador *Sphenolithus heteromorphus* permite enquadrar os cortes de Lombinho (LM e LC) no intervalo biozonal CN3-CN4 de OKADA & BUKRY (1980), equivalente ao Burdigaliano superior a Serravaliano médio. No entanto, a ausência sistemática de *Helicosphaera ampliaperta* em todas as nossas amostras, contraposta à presença do helicólito *H. walbersdorfensis*, permite restringir as nossas associações à biozona CN4 de Okada & Bukry posicionada no Languiano a Serravaliano Inferior (entre 15,6 e 13,6 Ma). De acordo com elementos de RIO & FORNACIARI (1994), obtidos da região mediterrânea, o aparecimento tardio de *H. walbersdorfensis* nestas latitudes, indicia a que as associações, em apreço, estejam restritas ao Serravaliano Inferior.

A confirmar-se a presença *Reticulofenestra pseudoumbilicus* na amostra PB2, tal facto poderá sugerir que a deposição destes níveis, estratigraficamente superiores aos anteriormente referidos, possa já ter ocorrido durante o Serravaliano Superior.

Amostras / taxa	*Braarudosphaera bigelowi*	*Calcidiscus leptoporus*	*Calcidiscus premacintyrei*	*Ceratolithus* sp.	*Coccolithus mioplelagicus*	*Coccolithus pelagicus*	*Cyclicargolithus floridanus*	*Dictyococcites antarticus*	*Dictyococcites productus*	*Discoaster* sp. (6 raios)	*Discoaster brouweri*	*Discoaster variabilis*	*Geminilithella jaffari*	*Geminilithella rotula*	*Gephyrocapsa* spp.	*Helicosphaera carteri*	*Helicosphaera intermedia*	*Helicosphaera paleocarteri*	*Helicosphaera walbersdorfensis*	*Pontosphaera* sp.	*Pontosphaera multipora*	*Reticulofenestra haqii-minutula*	*Reticulofenestra minuta*	*Reticulofenestra pseudoumbilicus*	*Rhabdosphaera stilifera*	*Sphenolithus* sp.	*Sphenolithus heteromorphus*	*Sphenolithus abies*	*Syracosphaera* sp.	*Umbilicosphaera sibogae*	*Micrantholithus* spp.
PC1A		?			+	+	+	+	+	+					?	+						R	R							+	
PC1B							+		+																						
PC2							+		+														+			+			+	
PC3							+		+						?							+	+	?						+	
PC4									+	+			+		?							+									+
PC5						+	+	+	R						?	+						R	R							+	
LB1				?		+	+															R	+			+	+				
LB2																						+				+					
LB3						+	+	+	+			+				+						R	R							+	
LM1	+				+	R	C	R	C			+	+	+		R		+	+		+	C	C			+	+		+		+
LM2						R	C	R	R	+			+			+		+	+			C	C			+			+		
LM3	+						+	+	+				+			+						R	R			+			+	+	+
LC1	+	+	+		+	R	R	+	+	+	+	+	R			R		+	+	+	+	C	C		+		+	+	+	R	+
LC2						+	+	+														+	+								
LC3	+		+		+	C	C	+	+	+	+	+	+	+		R	+	+	+		+	C	C				R	R	+	R	
LC4	+				+	+	+															+	+							+	
LC5					+	+	+															+	+				+	+			
PB1						R	C	R	R	+	+	+	+	+		C		+			+	C	C			+	+	+			
PB2		+				+	+	+	R		+	+	+			+					+	C	C	?				+			
CF1						+	+	R	+							+						R	+								+
ICP1		+				+	+	+														R									
ICP2							+															+									

Quadro I – Associações de Nanofósseis calcários presentes nas amostras. Amostras: PC – Ponta da Calheta; LB – Lombinho de Baixo; LM – Lombinho do Meio; LC – Lombinho de Cima; PB – Pico Branco; CF – Chão de Farinha; ICP – Portinho (Ilhéu da Cal). Abundâncias de nanólitos por coluna: + (1 a 5); R (5 a 10); C (> 10).

DISCUSSÃO

Segundo FERREIRA (1985) e FERREIRA *et al.* (1988) as formações submarinas actualmente emersas na ilha de Porto Santo ter-se-ão formado entre 18,8 e 13,5 Ma. A fase subaérea de construção do edifício vulcânico sobreveio entre 14 e 10,2 Ma, estimando-se que vulcões subaéreos e submarinos tenham estado, simultaneamente, em actividade, entre 14 e 13 Ma (FERREIRA *et al.*, 1988 FERREIRA, 1996). Estas idades são, no geral, compatíveis com o intervalo biostratigráfico obtido com os nanólitos, tanto mais que este se enquadra nas fases de transição a subaérea, quando em torno da ilha existiriam condições propícias ao desenvolvimento de comunidades de corais, moluscos, equinodermes, etc., de pequena profundidade, presentes nesses níveis.

Contudo, as associações de nanólitos identificadas foram recolhidas de níveis cartografados como "**cg$_1$**" e "**cg$_2$**" (*vide* Carta Geológica de Portugal, Folha da Ilha de Porto Santo), aos quais foram atribuídas idades entre 19 e 17 Ma (FERREIRA, 1996), incompatíveis, com o enquadramento biostratigráfico ora avançado. Assim, de acordo com a datação biostratigráfica agora obtida, atribui-se aos níveis "**cg**" inferiores, idade similar ao nível "**cg$_3$**" (e "**cg$_4$**" ?, não figurado na coluna estratigráfica sintética deste autor), ou seja, Miocénico Médio (Serravaliano Inferior). Neste sentido, e de forma ainda preliminar, sugere-se, para todos os níveis fossilíferos de fácies vulcano-sedimentar, cartografados como "**cg**", idades próximas de 14 Ma. De referir que CARVALHO & BRANDÃO (1991), em face dos elementos então disponíveis, apresentam quadro geral de enquadramento onde os níveis fossilíferos de Porto Santo são posicionados entre 13 e 14 Ma, compatível portanto com os novos dados biostratigráficos.

Quanto aos níveis fossilíferos de Ponta da Calheta e Ribeiros, de fácies "tsunamítica", os elementos disponíveis são ainda insuficientes. A confirmar-se nestes níveis a presença de *Gephyrocapsa* spp., estas unidades poderão ser já de idade pliocénica inferior.

Em face dos novos dados é possível correlacionar os depósitos vulcano-sedimentares, fossilíferos, de Porto Santo com os ciclos sedimentares definidos para o Neogénico de Portugal Continental (CACHÃO, 1995). De acordo com os dados agora obtidos, os níveis fossilíferos de Porto Santo são correlativos do máximo transgressivo associado ao "II Ciclo do Neogénico" (*sensu* CACHÃO, 1995) registado no continente, por sua vez correlativo do ciclo eustático de 3ª Ordem 2.4 de HAQ *et al.* (1988). Neste contexto de eustatismo positivo, como os níveis fossilíferos ocorrem

intercalados em unidades vulcano-sedimentares submarinas, a colonização por paleorganismos bentónicos, de pequena profundidade, em torno da ilha, associada ao aparecimento de blocos rolados por erosão costeira, sugere diminuição generalizada das batimetrias (regressão local), em torno desta, a qual só pode ser interpretada como reflexo de empolamento deste sector oceânico e/ou acrecção vulcânica signficativa, da ilha, durante o Miocénico Médio. Assim, sugere-se, como hipótese de trabalho, que este movimento transgressivo, generalizado, tenha resultado de incremento na volumetria vulcânica produzida por plumas mantélicas, o qual, segundo LARSON & OLSON (1991), se terá registado a partir dos 20-15 Ma.

Por seu lado, HAQ *et al.* (1988) estimam, para o Miocénico Médio, valores de subida eustática que levam a considerar que a deposição dos sedimentos de fácies marinha de Porto Santo se tenha verificado a altitudes 150 m acima do nível do mar actual. O posicionamento actual destes depósitos, a cotas que podem atingir 340-350 m, sugerem levantamentos desta ilha na ordem de 200 m, os quais poderão ter estado relacionados, segundo SCHMINCKE & STAUDIGEL (1976), com movimentos tectónicos compressivos associados ao acidente Açores-Gibraltar.

Fica por apurar o enquadramento estratigráfico e significado paleoambiental e sedimentar dos níveis de fácies litorais, de muito alta energia hidrodinâmica ("tsunamítos").

CONCLUSÕES

O estudos tafonómico e paleoecológico de invertebrados fósseis de Porto Santo permitiu subdividir os afloramentos fossilíferos em dois grupos de fácies: vulcano-sedimentares, de pequena profundidade, com desenvolvimento local de biohermas de corais; e litorais, de muito alta energia hidrodinâmica. A descrição, pela primeira vez, de associações de Nanofósseis calcários, para alguns dos níveis marinhos aflorantes no topo do Complexo de Base (fase submarina), de Porto Santo, permite enquadrá-los, biostratigraficamente, no Miocénico Médio (Serravaliano Inferior; *circa* 14 Ma). A ocorrência de níveis fossilíferos intercalados no topo de hialoclastitos é interpretada como reflexo de diminuição local da profundidade (regressão), resultante quer de acreção vulcânica quer de "*uplift*" associado à actuação da pluma mantélica responsável pela génese da ilha de Porto Santo.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Sr. Padre Nóbrega, ao Sr. João Melim, aos Serviços Florestais, ao Exército e à Capitania do Porto Santo, o apoio e facilidades concedidas no decurso dos trabalhos de campo.

Contribuição nº 21 do Grupo PALEO – Grupo de Paleontologia do Museu Nac. História Natural da Univ. Lisboa.

BIBLIOGRAFIA

CACHÃO, M. (1995) – "Utilização de Nanofósseis calcários em Biostratigrafia, Paleoceanografia e Paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de *Coccolithus pelagicus*", *Diss. Doutoramento Fac. Ciências Univ. Lisboa*, 356 p. (inédito).

CARVALHO, A M. G. & BRANDÃO, J. (1991) – "Geologia do Arquipélago da Madeira", *Museu Nacional de História Natural*, 170 p.

FERREIRA, M. P. (1985) – "Evolução geocronológica e paleomagnética das ilhas do Arquipélago da Madeira – uma síntese", *Mem. e Notas, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, **99**: pp. 213 – 218.

FERREIRA, M. P. (1996) – Carta Geológica de Portugal. Folha da Ilha de Porto Santo. *Serviços Geológicos Portugal.*

FERREIRA, M.P.; MACEDO, C.R. & FERREIA, J.F. (1988) – "K-Ar geochronoloy in the Selvagens, Porto Santo and Madeira islands (Western Central Atlantic): a 30 my spectrum of submarine and sbaereal volcanism". *Lunar Planet. Inst.* (resumo) **19**: pp. 325 – 326.

HAQ, B.U. ; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988) - "Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change". *In* C. WILGUS *et al.* (eds) "Sea-level changes - An integrated approach", *Soc. Econ. Paleo. Min. Sp. Pub.*, **42**: pp. 39 - 44.

LARSON, R.L. & OLSON, P. (1991) - Mantle plumes control magnetic reversal frequency. Earth Planet. Sci. Lett., 107: pp. 437-447.

MAYER, K. (1864) – Systematisches Verzeichniss der fossilen reste von Madeira, Porto Santo und Santa Maria nebst Beschreibung der neuen Arten, Zurich, 107 p. (reedição facsímile, E.J. BRILL / W. BACKHUYS, Leiden, 1988).

OKADA, H. & BUKRY, D. (1980) - Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1979)". *Marine Micropaleontology*, **5** (3): pp. 171 – 187.

RIO, D. & FORNACIARI, E. (1994) - "Remarks on Middle to Late Miocene chronostratigraphy". *Subcomission on Neogene Stratigraphy SNS*: pp. 26 – 34.

SCHMINCKE, H.-U. & STAUDIGEL, H. (1976) - Pillow lavas on central and Eastern Atlantic Islands (La Palma, Gran Canária, Porto Santo, Santa Maria). (Preliminary report). *Bull. Soc. Geol. France*, **18**: pp. 871-883.

YOUNG, J, FLORES, J.-A. & WEI, W. (1994) – A Sumary Chart of Neogene Nannofossil Magnetosbiostratigraphy. *Journ. Nannoplankton Research*, **16**(1): pp. 21 – 27.

Radiocarbon ages of recent volcanic events from the Island of S. Jorge (Azores)

J. MADEIRA[*,**]; A. BRUM DA SILVEIRA[*,**]; A. SERRALHEIRO[*,**]; A. MONGE SOARES[***] & C. F. RODRIGUES[*]

Palavras-chave: S. Jorge; Açores; estratigrafia; datações; radiocarbono;

Resumo: Efectuaram-se análises de radiocarbono em 21 amostras de depósitos pertencentes ao Complexo Vulcânico de Manadas, na ilha de S. Jorge. Os materiais analizados incluem amostras de turfa, madeira, carvão e paleossolos. As idades obtidas indicam idade holocénica para aquela unidade estratigráfica. Os 9 ou 10 episódios vulcânicos datados, em conjunto com as três erupções históricas (1580, 1808 e 1964), revelaram a ocorrência de pelo menos 12 ou 13 erupções nos últimos 5600 anos, separados por períodos médios de dormência inferiores a 470-430 anos. Contudo, um período de recorrência da ordem dos 200 a 300 anos é provavelmente mais realista.

Key-words: S. Jorge; Azores; stratigraphy; radiocarbon ages;

Abstract: Radiocarbon analyses were performed on 21 samples from Complexo de Manadas deposits, in the island of S. Jorge. The sampled materials include peat, wood, charcoal, and paleosols. The dates indicate Holocene age for that unit. Nine or ten volcanic events dated by these radiocarbon ages, together with the historic events of 1580, 1808 and 1964, indicate that, at least, 12 to 13 eruptions occurred in the last 5600 years, separated by average dormancy periods of less than 470 to 430 years. However, an average recurrence interval between eruptions of the order of 200 to 300 years is probably more realistic.

INTRODUCTION

The island of S. Jorge is a fissural volcanic building 55 km long, 6.7 km of maximum width and reaching an altitude of 1053 m at Pico da Esperança. Several tens of spatter cones are aligned on WNW-ESE oblique, dextral normal, active faults. On the conjugate NNW-SSE fault direction, with sinistral normal displacement, some volcanic alignments also occur (RIBEIRO, 1982; MADEIRA & RIBEIRO, 1990). Thick lava flow sequences, mostly emitted from the axial volcanic chain, are exposed on the high sea cliffs. Morphologically the island is divided into two halves by the NNW-SSE degraded scarp of Ribeira Seca fault. The eastern half, where the axial volcanic chain was already destroyed by the retreat of the northern sea cliff, shows a less rugged morphology indicating longer action of erosive processes. On the West, the island is dominated by a young chain of spatter cones and lava flows, overlying an older sequence.

The stratigraphy of S. Jorge is composed of three units (MACHADO & FORJAZ, 1968; FORJAZ & FERNANDES, 1975; FORJAZ, SERRALHEIRO & NUNES, 1990): Topo, Rosais and Manadas Volcanic Complexes.

The oldest unit is Complexo do Topo, a Pleistocene sequence of basalt, hawaiite and mugearite lava flows with some pyroclastic intercalations and scoria cones. FERAUD, KANEOKA & ALLÈGRE (1980) published four K/Ar ages for this unit, ranging from 550±60 at the base of the sequence to 110±70 ka at the top.

Complexo dos Rosais constitutes the substratum of the western part of S. Jorge. It comprises basalt to hawaiite lava flows and scoria cones. There are no dates for this unit and its geometric relation with the Complexo do Topo is unknown because the contact is covered by younger deposits. It is assumed that Complexo do Topo is older because it shows a higher degree of erosion and weathering.

Complexo de Manadas, the younger unit, lies on top of Complexo dos Rosais; it comprises basalt to hawaiite lava flows and cones, erupted during hawaiian, strombolian or surtseyan events. Most lavas flowed to the north and south from the axial chain of cones, covering the sea cliffs and creating lava platforms at its bases (*fajãs*).

NEW VOLCANO-STRATIGRAPHYC OBSERVATIONS AND RADIOCARBON AGES

The aim of this work was to study the volcano-stratigraphy of Complexo de Manadas using both field observations and radiocarbon age determinations.

[*] Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Edif. C2, 5° piso, Campo Grande, 1700 LISBOA
[**] LATTEX - Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
[***] Laboratório de Isótopos Ambientais, Instituto Tecnológico Nuclear do Ministério da Ciência e Tecnologia, Estrada Nacional 10, 2686 SACAVÉM

Field work revealed that some recent eruptions generated pyroclastic flows; these are related to phreato-magmatic phases, producing surge deposits, or to gravitational colapses of scoria cones and lava flows, originating block and ash-flow deposits. In both the 1580 and 1808 historic events, pyroclastic flows are also described; coeval documents refer the occurrence of "ardentes nuvens" (glowing clouds or *nueés ardentes*), a block and ash-flow during the Ribeira do Almeida phase of the 1580 eruption and several wet surge episodes in 1808. About twenty people died as a result of these events but their correlative deposits were never found.

21 samples from Complexo de Manadas were dated at Laboratório de Isótopos Ambientais (ITN/MCT). Laboratory procedures are described in MADEIRA *ET AL.* (1995). The ages obtained are listed on Table 1 and the sampling locations indicated on Fig. 1. The samples comprise peat, wood, charcoal and paleosols, included in, or covered by, volcanic and sedimentary deposits. Four samples (SJ1B, SJ4C, SJ13 e SJ14) did not contain enough organic matter to allow dating. Part of the samples (SJ1A, SJ5, SJ6, SJ7, SJ8, SJ9A, SJ9B e SJ16) were collected in a trench across Pico do Carvão fault for paleoseismology studies.

TABLE 1 - ^{14}C AGES FROM THE ISLAND OF S. JORGE

LAB. Nº	FIELD REF.	SAMPLE TYPE	^{14}C AGES (BP)	COLLECTION SITE
Sac-1345	SJ10	Paleosol (residue)	5.580±70	Pico Esperança W flank
Sac-1346	SJ10	Paleosol (extract)	5.310±80	Pico Esperança W flank
Sac-1349	SJ16	Paleosol (residue)	4.150±70	Pico do Carvão trench
Sac-1350	SJ16	Paleosol (extract)	3.740±50	Pico do Carvão trench
Sac-1348	SJ15	Paleosol (extract)	2.980±60	Urzelina road cut
Sac-1341	SJ2	Charcoal (extract)	2.880±60	Cancela creek at 300 m alt.
Sac-1347	SJ11	Peat in paleosol (extract)	2.530±60	Pico do Arieiro NE flank
Sac-1324	SJ3	Paleosol (extract)	1.880±50	Cancela creek at 300 m alt.
Sac-1328	SJ5	Paleosol (extract)	1.660±60	Pico do Carvão trench
Sac-1325	SJ4A	Paleosol (extract)	1.620±50	Cancela creek at 300 m alt.
Sac-1327	SJ5	Paleosol (residue)	1.530±90	Pico do Carvão trench
Sac-1351	SJ12	Charcoal	1.360±45	Pico do Arieiro NE flank
Sac-1326	SJ4B	Paleosol (extract)	1.120±45	Cancela creek at 300 m alt.
Sac-1342	SJ8	Peat in clay (extract)	890±70	Pico do Carvão trench
Sac-1330	SJ7	Carbonaceous clay (extract)	750±45	Pico do Carvão trench
Sac-1329	SJ6	Paleosol (extract)	700±70	Pico do Carvão trench
Sac-1323	SJ1A	Wood	510±100	Pico do Carvão trench
Sac-1343	SJ9A	Wood	380±40	Pico do Carvão trench
Sac-1344	SJ9B	Peat in clay (extract)	150±40	Pico do Carvão trench
-	SJ1B	Volcanic ashes with plant debris	-	Pico do Carvão trench
-	SJ4C	Paleosol	-	Cancela creek at 300 m alt.
-	SJ13	Paleosol	-	Urzelina road cut
-	SJ14	Paleosol	-	Urzelina road cut

Sample SJ10 dates a paleosol fossilized by lapilli layers from Pico da Esperança and indicates an eruption around 5580-5310 BP.

The age of 4150-3740 BP was obtained from a paleosol covered by a lapilli layer sampled at Pico do Carvão trench (SJ16); it dates an eruptive event of unknown origin.

Sample SJ15 dates a paleosol fossilized by lapilli layers exposed at a road cut near Urzelina and indicates an eruption around 2980±60 BP.

A block and ash flow deposit containing charcoal fragments was sampled (SJ2) at an altitude of 300 m in Ribeira da Cancela above Manadas; the age obtained, 2880±60 BP, dates the carbonized wood and is a maximum age for the *nueé ardente* event. Note that ages of samples SJ15 and SJ2 are not statistically different and may represent the same volcanic event. The *nueé ardente* was emitted from Pico Montoso or Pico do Carvão scoria cones.

A paleosol containing a peat layer at the top, covered by fall and surge deposits from Pico do Arieiro, was sampled at the NE flank of that cone (SJ11); the age obtained, 2530 BP, dates the peat and sets an upper limit for the age of the Pico do Arieiro eruption whose lava flows formed the Fajã do Ouvidor lava platform.

SJ3 is a sample from a paleosol fossilized by a basaltic lapilli fall deposit of unknown origin collected at the same location of sample SJ2; its age, 1880 BP, dates the paleosol and indicates the maximum age for the lapilli.

At the Pico do Carvão trench another paleosol fossilized by a lapilli layer was sampled (SJ5) and analyzed; the age obtained from an extract of the humic acids is 1660 BP, while the residue yielded an age of 1530 BP. The younger age must be closer to the age of the pyroclastic deposit that covers the paleosol.

At the same location of sample SJ11, the soil developed on the surge deposit was covered by lava flows issued from Pico Pinheiro. Charcoal fragments sampled (SJ12) under the lava flow were dated at 1360 BP, so that basaltic eruption, that formed the Fajã da Ribeira das Areias, must be about the same age.

Three samples were collected from a paleosol covered by lava flows from Pico Montoso; SJ4A was collected from the lower 10 cm of the soil, SJ4B from the upper 10 cm and SJ4C at a place where the soil showed thermometamorphic reddening by the lava flow. As expected SJ4C did not contain enough organic matter to allow dating; humic acid extracts from the other two samples yielded different ages in accordance with their relative position, 1620 BP for the lower sample and 1120 BP for the upper sample. These ages can be interpreted as indicating 500 years of pedogenic evolution; thus, the lava flow that covers the soil must be only slightly younger than 1120 BP.

Sample SJ6 was collected in Pico do Carvão trench from a paleosol covered by a lapilli layer; its age, 700±70 BP, is compatible with the age of 750±45 BP obtained from a colluvium (SJ7) wich is correlative of the pyroclastic deposit. These ages date an eruption at around 700-750 BP, probably the event that created the lava platform at Casteletes (Urzelina).

Another colluvium that covers the level where sample SJ7 was collected, contained wood fragments (SJ1A) that were dated at 510 BP.

Sample SJ8 from yet another colluvium, stratigraphically younger than the levels where samples SJ6, SJ7 and SJ1A were collected, yielded an older age (890 BP).

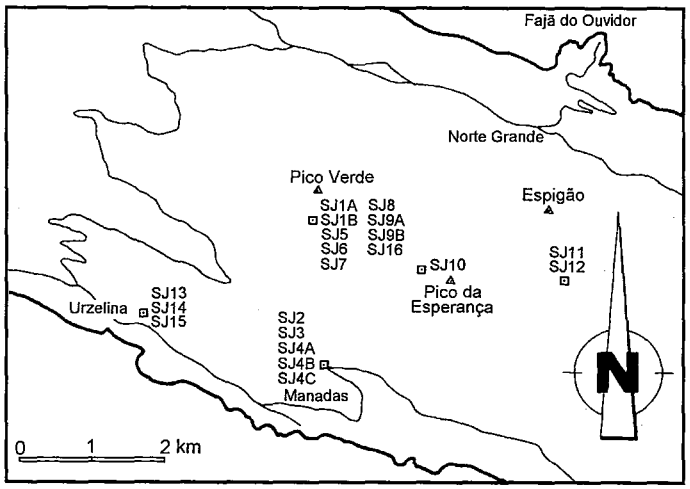


Fig. 1 - Dated samples location (squares).

From the Pico do Carvão trench two more samples were radiocarbon dated; these are SJ9A, a fragment of wood from the base of a sag pond (tectonic lake) deposit, and SJ9B, a sample of a peat layer from the mid section of the same deposit. The ages obtained, respectively 380 and 150 BP, are compatible with their stratigraphic positions. Above the place where SJ9A was sampled there is a thin ash fall layer probably from 1580 AD eruption. The sag pond deposit is, in turn, covered by a pyroclastic fall layer that must belong to 1808 AD eruption.

CONCLUSIONS

This set of ages indicates the occurrence of 12 to 13 eruptions in the last 5600 years, including the historic events of 1580, 1808 and 1964 (Table 2). Thus, a maximum average value for the recurrence interval between eruptions can be estimated to be 467 to 430 years. However, field and photo-geological interpretations show that other eruptions, that were not dated, occurred during that period; some may correspond to the five pyroclastic deposits of unknown origin, but their number is certainly superior.

If the interval between historic eruptions is taken into account (288 and 156 years), then an average recurrence period of 200 to 300 years is probably more realistic.

TABLE 2 - DATED VOLCANIC EVENTS IN S. JORGE

SAMPLE	AGE/DATE	EVENT
	1964 AD	Historic eruption at sea
	1808 AD	Historic eruption at Urzelina
	1580 AD	Historic eruption at Rib. Almeida, Queimada and Rib. Nabo
SJ6	700±70 BP	Pyroclastic deposit of unknown origin
SJ4B	1.120±45 BP	Pico Montoso eruption
SJ12	1.360±45 BP	Pico Pinheiro eruption
SJ5	1.530±90 BP	Pyroclastic deposit of unknown origin
SJ3	1.880±50 BP	Pyroclastic deposit of unknown origin
SJ11	2.530±60 BP	Pico do Arieiro eruption
SJ2	2.880±60 BP	Pico do Carvão or Pico Montoso block and ash flow
SJ15	2.980±60 BP	Pyroclastic deposit of unknown origin
SJ16	3.740±50 BP	Pyroclastic deposit of unknown origin
SJ10	5.310±80 BP	Pico da Esperança eruption?

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Eng. Alfredo Alvura and Miss Isabel Jorge for considerable logistical support. Field work was financied by JNICT/DGFCUL Research Project PEAM/C/RNT/35/91 "Modelo Sismotectónico de Portugal Continental e Açores". This is a contribution from Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental – LATTEX research team.

REFERENCES

FERAUD, G.; KANEOKA, I. & ALLÈGRE, C. J. (1980) K-Ar ages and stress pattern in the Azores: geodynamic implications. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 46: pp. 275-286.

FORJAZ, V. H. & FERNANDES, N. S. M. (1975) *Notícia explicativa das Folhas "A" e "B" da ilha de S. Jorge (Açores) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000.* Serv. Geol. Portugal: 25 p.

FORJAZ, V. H.; SERRALHEIRO, A. & NUNES, J. C. (1990) *Carta Vulcanológica dos Açores - Grupo Central na escala 1:200 000.* Edição do Serv. Regional Protecção Civil-Universidade dos Açores-Centro de Vulcanologia INIC, Ponta Delgada.

MACHADO, F. & FORJAZ, V. H. (1968) *A actividade vulcânica na ilha do Faial (1957-67).* Edição da Comissão de Turismo da Horta 89 p.

MADEIRA, J. & RIBEIRO, A. (1990) Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics. *Tectonophysics*, 184 (3/4): pp. 405-415.

MADEIRA, J.; MONGE SOARES, A. M.; BRUM DA SILVEIRA, A. & SERRALHEIRO, A. (1995) Radiocarbon dating recent volcanic activity on Faial island, Azores. *Radiocarbon* 37 (2): pp. 139-147.

RIBEIRO, A. (1982) Tectónica de placas: aplicação à simotectónica e à evolução da fronteira de placas Açores-Gibraltar. *Geonovas* 1(4): pp. 87-96.

Carta Geológica das Erupções Históricas da Ilha do Fogo (Cabo Verde): revisão e actualização

P.C.TORRES*, J.MADEIRA**, L.C.SILVA*, A.BRUM DA SILVEIRA**, A.SERRALHEIRO** & A.MOTA GOMES***

Palavras-chave: Ilha do Fogo; Cabo Verde; cartografia geológica; erupções históricas.

Resumo: Actualizou-se a Carta Geológica das erupções históricas da ilha do Fogo com a implantação dos limites geológicos dos produtos emitidos na erupção de 1995. Com base nos trabalhos de campo, análise fotogeológica e relatos coevos compilados por Ribeiro (1954) identificaram-se e cartografaram-se os derrames e centros emissores das erupções de 1664, 1721/25, 1769, 1785, 1799, 1816, 1847, 1852, 1857 e 1951, assim como os materiais pós-caldeira de idade indeterminada, permitindo rever a cartografia de Machado e Assunção (1965). A nova carta geológica, na escala 1:25.000, encontra-se disponível no LATTEX e pode ser pedida na morada ou e-mail indicados.

Key-words: Fogo island; Cape Verde; geological mapping; historical eruptions.

Abstract: The geological map of the historic eruptions of Fogo island, in Cape Verde archipelago, was updated with the 1995 eruption products. Based on field work, photogeological analysis and coeval descriptions published by Ribeiro (1954) the products of 1964, 1721/25, 1769, 1785, 1799, 1816, 1847, 1852, 1857 and 1951 eruptions were identified and mapped, allowing to review the Machado & Assunção (1965) map. The new geological map, at the 1:25.000 scale, is available at LATTEX and will be sent by request at the given adress or e-mail.

INTRODUÇÃO

A ilha do Fogo é a única do Arquipélago de Cabo Verde em que se registaram erupções em tempos históricos (Ribeiro, 1954). O registo documental dessa actividade é incompleto e impreciso para os primeiros três séculos. Existem notícias de erupções em curso nos anos de 1500, 1564, 1596, 1604, 1664, 1675, 1680, 1683(?), 1689, 1693, 1695, 1697, 1699, 1712(?), 1713, 1721 a 1725(?), e 1761. Os pequenos intervalos temporais entre as datas referidas parecem indicar um estado de erupção permanente da cratera do principal vulcão do Fogo até meados do séc. XVIII. A partir da segunda metade do séc. XVIII os fenómenos eruptivos ocorrem como episódios bem individualizados em cones adventícios do vulcão do Pico; para este período existe documentação referente a erupções em 1761, 1769 (e/ou 1774?), 1785, 1799, 1816, 1847, 1852 e 1857, a que se juntam os dois episódios deste século em 1951 e 1995. A maioria dos derrames lávicos correu para a vertente leste da ilha devido à ausência de bordeira no lado oriental da caldeira do Fogo, tendo muitas delas atingido o mar.

A cartografia geológica de Machado & Assunção (1965) representa os derrames e cones das erupções de 1769, 1785, 1799, 1847, 1852, 1857 e 1951. Nesta sequência falta a erupção de 1816 e todas as anteriores a 1769.

Com base nestas publicações, em fotointerpretação e nos trabalhos de campo realizados na sequência da erupção de 1995 efectuou-se a revisão do mapa de Machado & Assunção e procurou-se identificar materiais de outros episódios históricos.

MATERIAIS VULCÂNICOS PÓS-CALDEIRA DE IDADE INDETERMINADA

Foram individualizados na carta geológica os derrames lávicos e depósitos piroclásticos posteriores à formação da caldeira mas de idade indeterminada. Destes materiais a maioria é anterior à descoberta e povoamento do arquipélago, enquanto que outros são históricos, tendo sido emitidos no período que se estende até meados do séc. XVIII, para o qual a documentação histórica é escassa e imprecisa. Relativamente aos materiais piroclásticos, verificou-se a existência de numerosos depósitos encostados à Bordeira que se relacionam com a actividade explosiva associada à edificação do vulcão do Pico.

* Centro de Geologia do Instituto de Investigação Científica Tropical, Alameda D. Afonso Henriques, 41 4ºD, 1000 Lisboa
** Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental – LATTEX, Bloco C2, 5º Piso, Campo Grande, 1700 Lisboa ; e-mail: jose.madeira@fc.ul.pt or a.brum@fc.ul.pt
*** Instituto Superior de Educação de Cabo Verde, Praia, República de Cabo Verde

ERUPÇÕES HISTÓRICAS IDENTIFICADAS

Erupção de 1664: Os derrames lávicos que cobrem a vertente leste do Fogo na área da Ponta de Lagoa Atrás e Corvo até Achada Grande foram atribuídos, com reservas, à erupção de 1664. Aquelas escoadas são anteriores às de 1721-25 que lhes estão por cima; de entre as datas anteriores a 1721 optou-se pela de 1664 pois é a única em que é referida efusão de lava, com formação de escoadas que atingiram o mar. Os centros eruptivos deste episódio vulcânica não foram identificados pois, para montante, os derrames encontram-se cobertos pelos materiais das erupções de 1721-25, 1785, 1816 e 1852. O volume principal das escoadas apresenta características *aa* mas, na fase final da erupção, formaram-se derrames *pahoehoe* junto do litoral possivelmente alimentados por tubos de lava.

Erupção de 1721-25: Um conjunto de derrames estratigraficamente posicionados entre os de 1664 e os de 1816 corresponde, com grande probabilidade, aos materiais emitidos na erupção de 1721-25. Os derrames lávicos, do tipo *aa*, saíram de uma fissura no flanco norte do vulcão do Pico, imediatamente a SSW do Monte Losna. Ao longo da fractura foram edificados pequenos cones de escórias. As escoadas de 1721-25 apenas afloram numa pequena área adjacente ao Monte Losna pois estão cobertas por materiais mais recentes, em particular pelos derrames de 1816 e por cones de dejecção provenientes da vertente norte do vulcão do Pico.

Erupção de 1769: A análise da fotografia aérea mostra que a extensão dos derrames atribuídos por Machado a este episódio vulcânico foi subestimada. De facto, quase toda a vertente leste da ilha entre o Monte Lorna e o litoral, da Ponta Antoninha à Ponta Manuel Socorro, se encontra coberta por materiais da mesma idade, conforme se pode deduzir pelas relações estratigráficas entre os vários braços de escoada. Os focos eruptivos deste episódio localizaram-se no flanco SSW do vulcão do Pico, ao logo de duas ou três fissuras sobre as quais se edificaram dois cones de escórias com crateras múltiplas. Os cones são o Monte Lorna e o que lhe fica imediatamente a NNW, enquanto que as derradeiras emissões se processaram através de uma fissura com 650 m de extensão localizada a SE do Monte Lorna; os piroclastos emitidos por esta fractura depositaram-se sobre os derrames provenientes do cone setentrional. Sob os derrames de 1769 afloram retalhos de escoadas pós-caldeira de idade indeterminada.

Erupção de 1785: A erupção de 24 de Janeiro de 1785 foi a primeira a que assistiu um observador com formação científica, João da Silva Feijó. A descrição daquele naturalista, assim como os desenhos toscos que acompanham o manuscrito, permitem localizar os focos eruptivos deste evento vulcânico. Feijó refere que *principiou o Pico a fender-se perpendicularmente* e que a *materia insendida ... foi abrindo logo pellos lados daquella montanha, que olhão para L., e L.N.E.*. Inicialmente correu de *4 não pequenos monticolos succecivamente hu~ immediato ao outro em a mesma direcção junto ao chamado Monte Losna*, conjunto de cones de escória alinhados sobre fractura NE-SW (a SE do Monte Losna). As escoadas que foram derramadas desta fissura correram para leste preenchendo o vale da ribeira de Antoninha, junto a Relva. Os cones e os derrames encontram-se parcialmente cobertos pelos materiais das erupções de 1799 e 1847 (incorrectamente atribuídos por Machado à erupção de 1785). O outro conjunto de bocas, situado imediatamente a NW do Monte Losna, é constituído por dois hornitos e um cone de escórias, alinhados em fractura de direcção sensivelmente N-S. Os derrames que emitiram correram para NE em direcção à Ponta de Lagoa Atrás sobre o contacto entre as escoadas de 1664 e as que formaram a fajã de Igreja Mosteiros (de idade indeterminada, pós caldeira). Os derrames lávicos são dominantemente do tipo *aa*, mas no final da erupção foram emitidas escoadas *pahoehoe*.

Erupção de 1799: Da erupção de 1799 existe memória de Marcelino Basto, governador de Cabo Verde na época. Este relato permite localizar os focos eruptivos; trata-se de um conjunto de cones de escórias edificados sobre uma fractura radial do Pico, com direcção NE-SW, situada a meia encosta a WSW de Relva. Os edifícios vulcânicos e os derrames emitidos encontram-se parcialmente cobertos pelas lavas de 1847 e sobrepõem-se às de 1785. Formaram-se, pelo menos, quatro braços de escoada que correram para leste até ao mar, um dos quais formou a pequena fajã lávica do Pesqueiro de Agulha. Machado marcou um dos ramos dos derrames de 1847 como sendo as escoadas de 1799.

Erupção de 1816: Da erupção de 1816 existem relatos de Brito Capelo e de Botelho da Costa. Estes autores referem que a lava irrompeu do lado norte da Chã das Caldeiras edificando um pequeno monte e que, correndo para nordeste em direcção à Relva, atingiu o mar em três dias. As descrições e o esboço de Capelo permitem identificar o centro eruptivo (pequeno hornito com duas crateras na base do Monte Losna) e os derrames respectivos. Estes correram sobre escoadas pós-caldeira de idade indeterminada e das erupções de 1664 e 1721-25, encontrando-se cobertas pelas de 1847. As lavas atingiram o mar a norte da Baía de Duas Pernas e na Ponta do Corvo.

Erupção de 1847: Da erupção de 1847 existem descrições em dois relatórios redigidos pelo administrador da ilha do Fogo, J. Vasconcelos, dirigidos ao Governador Geral da Província. A erupção iniciou-se a 9 de Abril, *na base norte do Pico entre o sítio de Antoninha e Relva*, isto é, a montante destes locais. Abriram-se três crateras que derramaram

lavas que se dividiram em dois ramos principais, atingindo a costa leste. A efusão de lava foi muito intensa logo no início cobrindo área importante de Relva. Estas escoadas correram sobre derrames pós-caldeira de idade desconhecida e sobre as lavas de 1785, 1799 e 1816 e são predominantemente do tipo *aa*. Machado apenas atribui a esta erupção o braço de escoada que passa imediatamente ao sul do actual povoado de Relva.

Erupção de 1852: Este evento, que se iniciou a 19 de Fevereiro, encontra-se descrito pelo Governador Geral de Cabo Verde, conselheiro Fortunato José Barreiros e por Brito Capelo. Segundo o primeiro autor, abriram-se quatro crateras próximas, na base norte do grande vulcão, cerca de 1200 m a sul da extremidade norte da Chã. Destas crateras, que se uniram para formar uma só, *correm duas faxas de lava, mas com pouca abundância, porque é fornecida às golfadas pelo vulcão, de intervalo a intervalo*. Capelo refere que os derrames de 1852 se dirigiram em direcção ao mar mas ficaram *a meio caminho*. Estes derrames foram emitidos por um dos edifícios da erupção de 1785 (o Monte Preto de Baixo) que foi reactivado. As lavas de ambas as erupções confundem-se, sendo difícil a sua separação mesmo em estereoscopia.

Erupção de 1857: Desta erupção existe apenas notícia sumária; o derramamento de lava ocorreu na freguesia de Santa Catarina, no sítio de Cova Matinho, atingindo o mar no local de Bombardeiro, entre a Ponta Manuel Socorro e a Ponta Queimada. A análise da fotografia aérea revela que os derrames saíram do Monte Pico Novo, a leste de Cova Matinho; as escoadas, do tipo *aa*, correram encostadas à escarpa do Espigão e encontram-se parcialmente cobertas pelas de 1951. Frederico Machado assinala como pertencendo a 1857 alguns derrames da região da Portela. Na fotografia aérea vê-se claramente que aquelas escoadas correram sobre as cinzas lançadas pelo Monte Preto de Cima em 1951, o que mostra indubitavelmente que pertencem à mesma erupção.

Erupção de 1951: A erupção de 1951 iniciou-se a 12 de Junho nas bocas do flanco sul do Pico (onde se formaram os cones do Monte Orlando e Monte Rendall) e na zona NW da Chã, junto das povoações da Portela e Bangaeira; estas retomaram estruturas vulcânicas pré-existentes (Monte Preto de Cima e outros pequenos cones adjacentes). Nas bocas setentrionais a efusão de lava durou apenas um dia, sendo, ainda assim, apreciável o volume derramado. Das bocas do lado sul a lava correu para leste e sueste, cortando a estrada S. Filipe-Mosteiros, junto a Cova Matinho. Os derrames lávicos dividiram-se em vários braços; um correu em direcção ao mar encostado à escarpa do Espigão, destruindo pelo caminho a povoação de Cova Matinho e parando a pequena distância do litoral no sítio de Bombardeiro; os outros ramos espalharam-se pela encosta SE na região de Estância Roque, ramificando-se ao contornar os numerosos cones e campos de lava modernos existentes nessa região.

Erupção de 1995: Inicialmente a actividade eruptiva apresentou características fissurais, com a lava a ser emitida por um alinhamento de pequenos cones pré-existentes na vertente SW do vulcão do Pico e ao longo de uma falha entre o Monte Beco e a base do edifício principal. No decurso da erupção, em torno do centro eruptivo principal foi edificado um cone de escórias e bombas que se sobrepôs ao edifício vulcânico pré-existente, enquanto que se registou queda de cinzas em toda a região para E e NE dos centros eruptivos. As escoadas derramaram-se para oeste atingindo Boca Fonte, inflectindo depois para norte em direcção à Portela que não foi afectada. Inicialmente formaram-se pequenas escoadas *pahoehoe* que acabaram por ser cobertas pelo volume principal de derrames *aa*; a fase efusiva terminal caracterizou-se pelo derrame de escoadas *pahoehoe* de superfície espinhosa que cobriram parcialmente a área proximal dos derrames *aa* e ladearam a norte e a sul a porção distal dos volumosos derrames iniciais. Para descrição mais pormenorizada vejam-se os trabalhos de Torres *et al.* (1997) e Brum da Silveira *et al.* (1997).

DEPÓSITOS SEDIMENTARES MODERNOS

A região representada na carta geológica apresenta depósitos sedimentares abundantes intercalados ou sobrepostos aos materiais vulcânicos pós-caldeira. Identificaram-se sedimentos do tipo depósito de vertente, *lahar*, cone de dejecção e aluviões (alguns ocupando terraços fluviais).

Existem depósitos de vertente associados ao paredão vertical da Bordeira, às vertentes do vulcão do Pico e às arribas litorais talhadas em materiais pré-caldeira e fossilizadas por derrames pós-caldeira. Os materiais associados à Bordeira são menos volumosos do que seria de esperar tendo em conta a envergadura e inclinação da parede da caldeira; este facto pode resultar de uma extrema juventude da caldeira ou de um enchimento muito rápido desta depressão. Nas encostas do vulcão do Pico estes depósitos são bastante volumosos, formando-se a partir do escorregamento dos materiais piroclásticos que maioritariamente constituem este edifício. Nas encostas orientais do vulcão do Pico os depósitos de vertente dão origem a relevos com a forma de prismas triangulares, separados pelos talvegues das principais ribeiras que drenam a região.

Apesar da fraca pluviosidade que caracteriza o arquipélago de Cabo Verde, os depósitos aluviais são muito abundantes. Podem ser encontrados associados aos relevos da Bordeira, arribas fósseis e vulcão do Pico. Nos dois primeiros casos existem leques aluviais de dimensões modestas mas muito numerosos; no caso do vulcão do Pico podem ser encontrados em todo o seu perímetro, mas são muito importantes na encosta leste da ilha entre as ribeiras de Antoninha e de Nha Lena. Nesta zona, as aluviões, terraços e *lahares* constituem cobertura contínua, com espessura da ordem das dezenas de metros, contendo, aqui e ali, intercalações lávicas pouco importantes.

CONCLUSÕES

No que respeita os episódios históricos cartografados por Machado a análise fotogeológica obrigou a efectuar modificações significativas, quer no que respeita os limites, quer nas idades atribuídas, como consequência das relações estratigráficas observadas.

Após os dois episódios de colapso que deram origem à caldeira ocorreu actividade eruptiva, essencialmente explosiva, que levou à edificação do vulcão do Pico, um cone com mais de 1000 metros de altura. Durante esta fase, que se terá prolongado até meados do séc. XVIII, formaram-se espessos depósitos piroclásticos que terão coberto toda a ilha e que actualmente podem ser observados na parte superior das vertentes externas da caldeira e na base da Bordeira. A partir dessa época a actividade passou a ser intermitente e localizada na base do vulcão do Pico. Estes episódios vulcânicos caracterizaram-se por curta duração, em geral inferior a dois meses, em que o volume lávico principal foi emitido nos dias iniciais da erupção. Durante estes eventos foram edificados cones de escórias e emitidos derrames lávicos que apresentam sempre características *aa* durante a fase efusiva principal, formando-se no final derrames *pahoehoe* quando a taxa de efusão diminui. Nalguns casos, como em 1995, poderão ter-se formado inicialmente pequenos volumes de derrames *pahoehoe*, os quais são rapidamente cobertos pelas escoadas *aa*.

O carácter irregular da pluviosidade, por vezes concentrada em chuvadas curtas e intensas, associado ao relevo forte e à grande quantidade de material lítico, de todas as dimensões, solto à superfície do terreno, favorece a formação de *lahares*. Uma parte considerável da vertente oriental da ilha encontra-se coberta por depósitos com aquelas características e a baixíssima densidade humana nessa área mostra que a população compreendeu, há muito, os riscos inerentes àqueles fenómenos. É importante que as autoridades locais tomem esse facto em linha de conta, não permitindo, em caso algum, o aumento da ocupação humana naquela área.

AGRADECIMENTOS

A nova "Carta Geológica das Erupções Históricas da Ilha do Fogo e Formações Enquadrantes" foi editada pelo LATTEX - Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa através do Financiamento Plurianual deste laboratório (125/N/92).

BIBLIOGRAFIA

MACHADO, F. & TORRE DE ASSUNÇÃO, C. (1965) Carta Geológica da ilha do Fogo - Estudos petrográficos. *Garcia de Orta* 13(4): pp. 597-604.

RIBEIRO, O. (1954) A ilha do Fogo e as suas erupções. *J. Inv. Ultramar*, Lisboa. 319 p.

TORRES, P. C.; SILVA, L. C.; MENDES, M. H.; SERRALHEIRO, A.; MADEIRA, J.; BRUM DA SILVEIRA, A. & MOTA GOMES, A. (1997) Cronologia da erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde. *In: A erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde*, edição IICT-MCT: pp. 133-144.

BRUM DA SILVEIRA, A.; MADEIRA, J.; SERRALHEIRO, A.; TORRES, P. C.; SILVA, L. C. & MENDES, M. H. (1997) O controlo estrutural da erupção de Abril de 1995 na ilha do Fogo. *In: A erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde*, edição IICT-MCT: pp. 51-61.

Icnofósseis da Bacia do Araripe (Formação Arajara - Cretácico), Brasil*

ANTONIO C. S. FERNANDES**, ISMAR de S. CARVALHO***, NARENDRA K. SRIVASTAVA****, MARIA HELENA P. HENRIQUES***** & RUI PAULO B. PENA dos REIS******

Palavras-chave: Bacia do Araripe, Formação Arajara, icnofósseis, *Skolithos*, *Taenidium*, Cretácico.

Resumo: Localizada ao sul do estado do Ceará e a oeste do estado de Pernambuco (Brasil), a bacia do Araripe é a maior área de exposição de rochas cretáceas do Nordeste brasileiro, com significativas ocorrências fossilíferas. Próximo ao topo de sua coluna estratigráfica ocorre a Formação Arajara que, constituída por uma seqüência de siltitos, argilitos e arenitos finos argilosos, acentuadamente oxidados, apresentava palinomorfos como seu único registro paleontológico confirmado. Atividades de campo realizadas nas melhores exposições desta formação aumentaram o conhecimento de seu conteúdo fossilífero, com o registro de icnofósseis dos icnogêneros *Skolithos* e *Taenidium*, bem como bioturbações indeterminadas.

Key-words: Araripe Basin, Arajara Formation, ichnofossils, *Skolithos*, *Taenidium*, Cretaceous.

Abstract: The Araripe Basin comprises an area of 12,200 km2 of Cretaceous rocks on the Northeastern Brazil. It is the best outcropping Cretaceous Brazilian Basin, with a large amount of fossil plants, invertebrates, vertebrates and microfossils occurrences. This study discuss the invertebrate ichnofossils *Skolithos* and *Taenidium* found in the Arajara Formation (Albian-Lower Cretaceous) and their palaeoenvironmental meaning.

BACIA DO ARARIPE: LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO

A bacia do Araripe, com uma área de 12.200 km^2, localizada na região sul do estado do Ceará e na região oeste do estado de Pernambuco, compreende a maior área de exposição de rochas cretáceas de todas as bacias interiores do Nordeste brasileiro. Seu embasamento é composto por rochas magmáticas e metamórficas, com granitos distribuídos nas margens oeste e sul, e gnaisses e migmatitos como os principais tipos litológicos de metamorfismo de alto grau. Ocorrem também rochas metassedimentares como quartzitos e outras de baixo grau metamórfico, como clorita-xistos, filitos e mármores. Sua origem relaciona-se a movimentos de transcorrência de falhas do embasamento durante a abertura do Atlântico Sul. A localização da bacia e seu mapa geológico podem ser encontrados na figura 1.

Após uma ampla revisão da coluna litoestratigráfica da bacia do Araripe, Ponte & Appi (1990) propuseram a seguinte seqüência para a mesma: (i) Formação Cariri (Mauriti), possivelmente mesozóica (Carvalho *et al.*, 1995), composta por conglomerados com seixos de quartzo arredondados e arenitos conglomeráticos a grossos bem silicificados, de coloração esbranquiçada a amarelada; ocorrem estratificações cruzadas acanaladas e tabulares. (ii) Formação Brejo Santo, andar Dom João (Jurássico Superior), constituída por arenitos muito finos, siltitos e argilitos avermelhados com intercalações de margas esverdeadas; ocorrem estruturas *linsen*, *flaser* e gretas de contração. (iii) Formação Missão Velha, também do andar Dom João, com arenitos friáveis, de granulação média a fina, e intercalações de argilas cinza-esverdeadas ou níveis conglomeráticos; as principais estruturas sedimentares são as estratificações cruzadas acanaladas, tabulares, as marcas de onda, os *climbing-ripples*, as estruturas *flaser* e *linsen*, gretas de contração e bioturbações. (iv) Formação Abaiara, andar Aratú(?)-Rio da Serra (Neocomiano-Barremiano?), com intercalações de arenitos micáceos, argilosos, com siltitos e folhelhos castanhos e cinza, bem estratificados. (v) Formação Rio da Batateira, andar Alagoas (Aptiano), com arenitos médios a finos, argilosos, amarelados e cinzentos, e siltitos e folhelhos acinzentados, bem estratificados; possui um leito de folhelho negro betuminoso. (vi) Formação Santana, (Albiano), composta por calcários laminados, siltitos e argilitos (Membro Crato), gipsita e anidrita (Membro Ipubi), e calcários, margas, siltitos e argilitos com nódulos carbonáticos (Membro Romualdo). (vii) Formação Arajara, também albiana, constituída por arenitos finos e siltitos argilosos, bem estratificados. E, (viii) Formação Exu (Albiano-Cenomaniano?),

* Trabalho realizado com o apoio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) e a Fundação Universitária José Bonifácio (FUJB). Contribuição ao PICG 381/UNESCO - South Atlantic Mesozoic Correlations. Programa de Cooperação Científica Universidade Federal do Rio de Janeiro/Universidade de Coimbra.

** Museu Nacional/Universidade Federal do Rio de Janeiro e Faculdade de Geologia/Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Brasil.
*** Instituto de Geociências/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil.
**** Instituto de Geociências/Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brasil.
***** Departamento de Ciências da Terra/Universidade de Coimbra, Portugal.
****** Instituto Geológico e Mineiro, Alfragide, Portugal.

composta por arenitos quartzosos, friáveis, argilosos (caulínicos ou não), e de coloração avermelhada; possuem estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, em corpos de simetria tabular com espessura em torno de um metro.

Os principais paleoambientes da bacia do Araripe, essencialmente continentais, estão representados por leques aluviais, sistemas fluviais entrelaçado e meandrante, e lagos rasos (efêmeros e perenes). Há também ambientes em que se depositaram carbonatos e sulfatos, os quais formaram-se principalmente em lagos rasos salinos (*playa-lakes*) e ambientes tipo *sabkha*. Existem duas evidências de ingressões marinhas, indicadas por micro e macrofósseis marinhos: a primeira, oriunda da região oeste, ocorreu no tempo Alagoas (Aptiano) e, a segunda, no Albiano. A paleontologia da bacia está representada por microfósseis, vegetais, invertebrados e vertebrados, bem como por icnofósseis, estes pouco estudados (Carvalho, 1993).

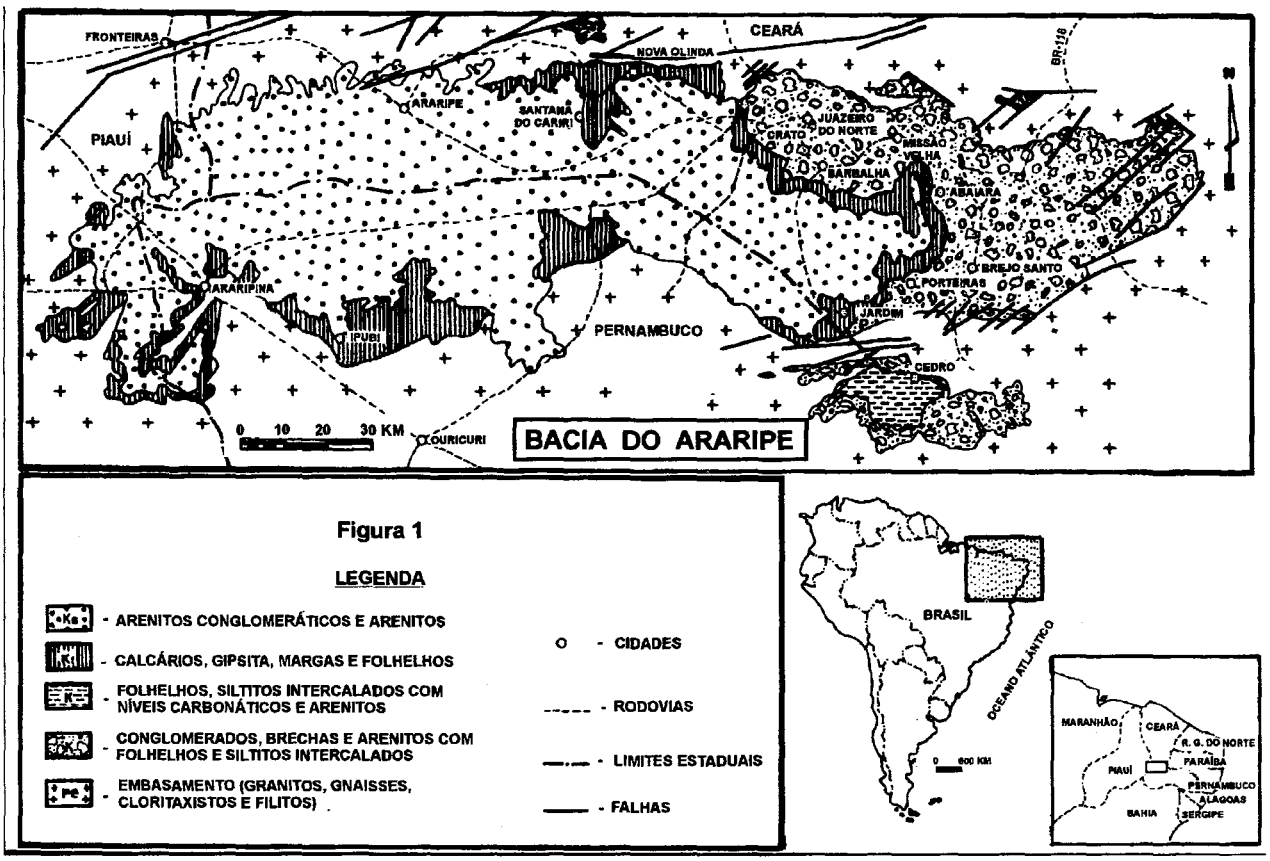


Figura 1. Mapa geológico da bacia do Araripe. Adaptado de Carvalho (1993).

A FORMAÇÃO ARAJARA

A Formação Arajara foi proposta por Ponte & Appi (1990) para designar a seqüência de siltitos, argilitos e arenitos finos argilosos, bem estratificados, de contato gradacional com o Membro Romualdo (Formação Santana), portando estruturas como marcas de ondas, laminações cruzadas e, eventualmente, estruturas de fluidização. De cores variadas, predominam os tons avermelhados e amarelados. De acordo com Ponte & Appi (1990), autores anteriores classificaram esta seqüência como um membro inferior da Formação Exu, embora a considerassem como pertencente ao mesmo sistema deposicional da Formação Santana. Seu contato superior com a Formação Exu dá-se através de uma discordância erosiva, exposta nos cortes da BR-316 a oeste de Araripina.

A idade albiana e indicações de condições climáticas quentes e áridas, teriam sido indicadas pelos palinomorfos (Lima, 1978), único registro paleontológico confirmado até então para a formação.

ICNOLOGIA

Os afloramentos contendo os icnofósseis constituem-se nas melhores exposições da Formação Arajara, as quais encontram-se ao longo das margens esquerda e direita da BR-116 no estado do Piauí (coordenadas 07° 24' 14" S e 40° 42' 43" W), distanciando-se cerca de 30 km da cidade de Araripina (estado de Pernambuco).

***Skolithos* ichnosp.** Escavação vertical reta, não ramificada, cilíndrica e afunilada, perpendicular à estratificação. As paredes são nítidas, lisas, sem anelamentos. Preenchimento maciço. Abertura não afunilada. Diâmetro variável, com 3,0 mm na abertura e 0,5 mm na base. Comprimento de 3,2 cm. Exemplar coletado e depositado na coleção de paleoinvertebrados do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional/Universidade Federal do Rio de Janeiro, sob o nº 6.102-I (Fig. 2).

O icnogênero *Skolithos*, apesar de ser considerado como característico de ambientes marinhos rasos, também tem sido freqüentemente registrado em ambientes continentais, ocorrendo geralmente nos sedimentos como os de planície de inundação ou de margens de ambientes lacustres. Tais sedimentos, quando expostos, sofrem a ação de organismos bioturbadores como aracnídeos e insetos. Escavações retas, verticais, como a aqui registrada, costumam ser produzidas por aranhas recentes da família Lycopsidae (seg. Ratcliffe & Fagerstrom, 1980). A diferença é que nas escavações produzidas por esses animais costumam ocorrer uma câmara basal, com ligeira inclinação; além disso, suas dimensões são geralmente maiores que as da escavação estudada. Além das aranhas, pelo menos oito ordens de insetos possuem espécies escavadoras, não se podendo descartar a possibilidade da escavação ter sido produzida por um desses animais. Ao longo

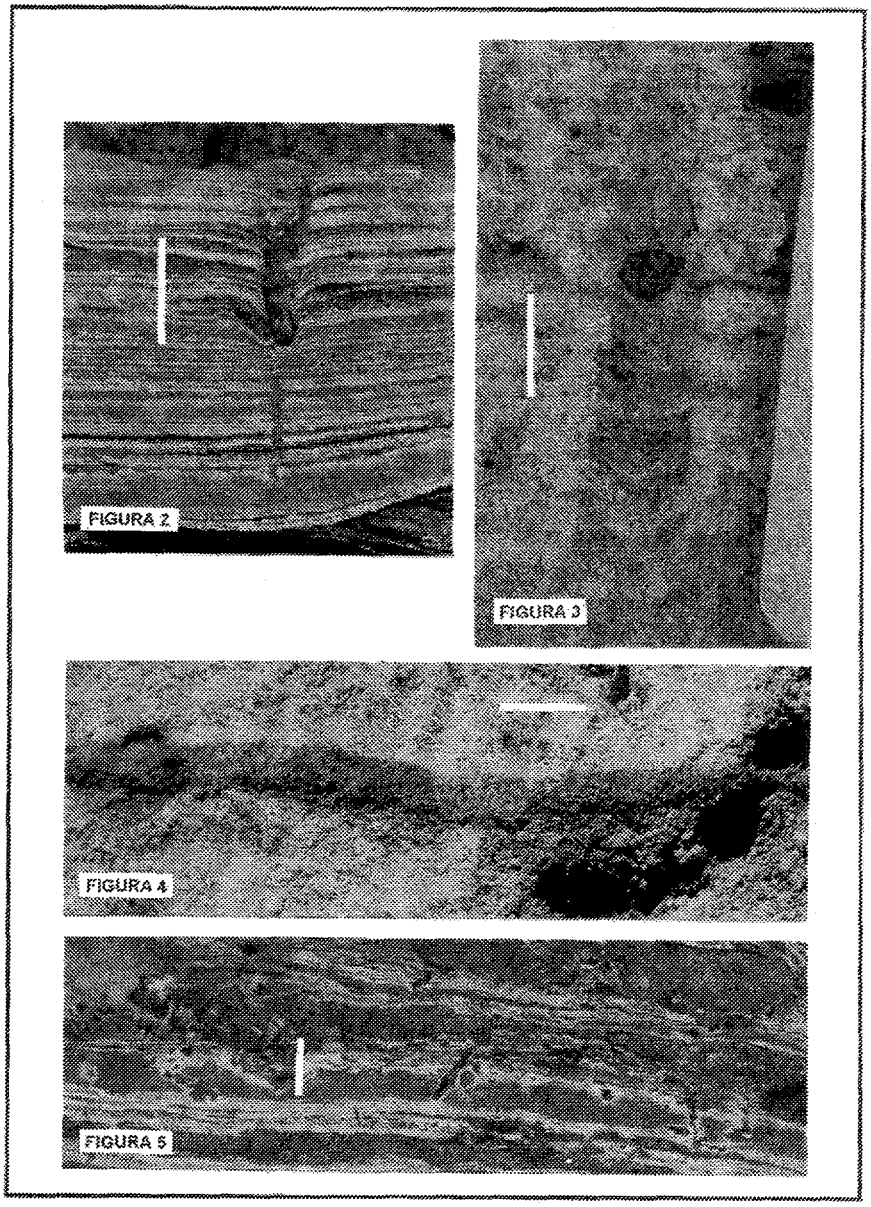


Fig 2. *Skolithos* ichnosp.: escavação vertical afunilada perpendicular à estratificação. Exemplar MN 6.102-I. Escala: 1 cm.

Fig 3. *Taenidium* ichnosp.: pista reta de disposição vertical, com meniscos pouco acentuados. Exemplar fotografado *in loco*. Escala: 1 cm.

Fig 4. *Taenidium* ichnosp.: pista alongada de disposição horizontal com meniscos pouco evidentes. Exemplar fotografado *in loco*. Escala: 1 cm.

Fig 5. Bioturbações indeterminadas de pequenas dimensões, semelhantes à *Skolithos*, dispostas verticalmente ou inclinadas em relação aos níveisareno-argilosos. Exemplares fotografados *in loco*. Escala: 1 cm.

das margens de rios e lagos é freqüente se observar uma assembléia de pistas produzidas por insetos coleópteros, incluindo tubos larvais e escavações para alimentação e habitação.

***Taenidium* ichnosp.** Pistas alongadas, levemente sinuosas, não ramificadas, com paredes paralelas, preservadas em epirrelêvo convexo. Dimensões variáveis, com a pista de melhor conservação apresentando os seguintes valores: comprimento de 10 cm e largura média de 1 cm. Apresentam meniscos consecutivos de dimensões inferiores a 1 mm. Preenchimento formado por material arenoso de granulometria semelhante à da matriz circundante. As pistas ocorrem acompanhando os planos de estratificação, cortando-os com ligeiro grau de inclinação, ou dispõem-se em posição quase vertical. Exemplares observados *in loco* (Figs. 3 e 4).

A origem desses icnofósseis tem sido atribuída a invertebrados vermiformes de corpo mole (anelídeos oligoquetas), com exoesqueleto (em especial artrópodes como conchostráceos e insetos), e mesmo a vertebrados como peixes e répteis (Buatois & Mángano, 1996), que atuam ativamente no retrabalhamento de sedimentos continentais normalmente úmidos e semiconsolidados. A ação de conchostráceos ocorre particularmente nas margens e no fundo de lagos rasos sujeitos ao ressecamento periódico. Os anelídeos podem atuar tanto nos sedimentos de fundo de lagos como em regiões em que o sedimento apresente uma grande umidade. Já os insetos retrabalham os sedimentos das margens de lagos ou rios, assim como nos depósitos mais secos afastados de corpos aquosos. Considerado como um icnito de alimentação,*Taenidium* também tem sido interpretado como simples estrutura de locomoção. Organismos vermiformes, ao se deslocarem no interior do sedimento, ingeririam o material detrítico para a retirada dos nutrientes necessários ao seu metabolismo, resultando na formação de escavações com estruturas meniscóides internas, em virtude do empacotamento do sedimento. Os exemplares observados *in loco* na Formação Arajara apresentam meniscos nítidos e estreitos, variando na sua disposição ao longo das camadas, sem obedecer necessariamente aos planos de estratificação. Isto demonstra um contínuo deslocamento aleatório dos seus geradores na procura de alimento, provavelmente deficiente, no sedimento arenoso onde se encontravam.

Bioturbações indeterminadas. Escavações de pequenas dimensões, de 2 a 6 mm de comprimento e 1 a 2 mm de largura, verticais, retas ou inclinadas. Paredes definidas e preenchimento semelhante à matriz. Exemplares observados*in loco* (Fig. 5).

As escavações assemelham-se à exemplares de*Skolithos* com pequenas dimensões, sendo frequentes junto ao topo dos diversos níveis de sedimentos areno-argilosos com alto índice de oxidação na Formação Arajara. Os organismos geradores parecem ter sido pequenos insetos presentes durante as exposições temporárias dos sedimentos.

CONCLUSÃO

Nos sedimentos arenosos da Formação Arajara não são encontrados fósseis corporais. A identificação de icnofósseis de invertebrados nesta sucessão sedimentar possibilita inferências sobre aspectos da biota continental albiana. Possivelmente insetos, aracnídeos, conchostráceos e anelídeos tenham sido agentes bioturbadores frequentes nestes depósitos flúvio-lacustres.

BIBLIOGRAFIA

BUATOIS, L. A. & MANGANO, M. G. (1996) - Icnologia de ambientes continentais: problemas y perspectivas.*In*: REUNIÓN ARGENTINA DE ICNOLOGIA, 1. Associación Paleontológica Argentina, *Publicación Especial 4*, p. 5-30.

CARVALHO, I. S. (1993) - Os conchostráceos fósseis das bacias interiores do Nordeste do Brasil. Instituto de Geociências/UFRJ, Tese de Doutorado (Inédita), vol. 1, 319 p.

CARVALHO, I.S., VIANA, M.S.S. & LIMA FILHO, M.F. (1995)– Os icnofósseis de dinossauros da Bacia do Araripe (Cretáceo Inferior, Ceará-Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67* (4): 433-442.

LIMA, M. R. (1978) - Microfósseis da Formação Exu, Cretáceo do Nordeste do Brasil.*In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais*... Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, vol. 2, p. 965-969.

PONTE, F. C. & APPI, C. J. (1990) - Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe.*In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais*... Natal, Sociedade Brasileira de Geologia, vol. 1, p. 211-226.

RATCLIFFE, B. C. & FAGERSTROM, J. A. (1980) - Invertebrate Lebensspuren of Holocene floodplains: their morphology, origin and paleoecological significance. *Journal of Paleontology, 54* (3): 614-630.

Caracterização Tafonómica das Associações Registadas de Dastilbe sp. do Membro Crato (Formação Santana; Bacia do Araripe - NE do Brasil; Cretácico)*

M. HELENA P. HENRIQUES**, RUI P. B. PENA DOS REIS***, ANTÓNIO CARLOS C. S. FERNANDES****, NARENDRA K. SRIVASTAVA***** & ISMAR DE S. CARVALHO******

Palavras-chave: Bacia do Araripe; Formação Santana; Membro Crato; Tafonomia; Dastilbe sp.; Cretácico.

Resumo: O estudo do estado de conservação das associações de Dastilbe sp. registadas em afloramentos representando a parte superior do Membro Crato (Formação Santana; Bacia do Araripe - NE do Brasil; Cretácico Inferior) permitiu reconhecer três associações tafonómicas cuja interpretação permite contribuir para a caracterização das condições paleoambientais que determinaram a deposição dos sedimentos que constituem a unidade.

Key-words: Araripe Basin; Santana Formation; Crato Member; Taphonomy; Dastilbe sp.; Cretaceous.

Abstract: In the study of the preservation states recognized in Dastilbe sp. associations present in several outcrops in the upper part of Crato Member (Santana Formation; Araripe Basin - NE Brazil; Lower Cretaceous) three taphonomic associations have been identified. Their interpretation contributes to the characterization of the paleoenvironmental conditions which determinated the sediments deposition that constitute the unit.

INTRODUÇÃO

Observações efectuadas em diferentes pedreiras situadas no bordo norte da Bacia do Araripe (NE do Brasil), na

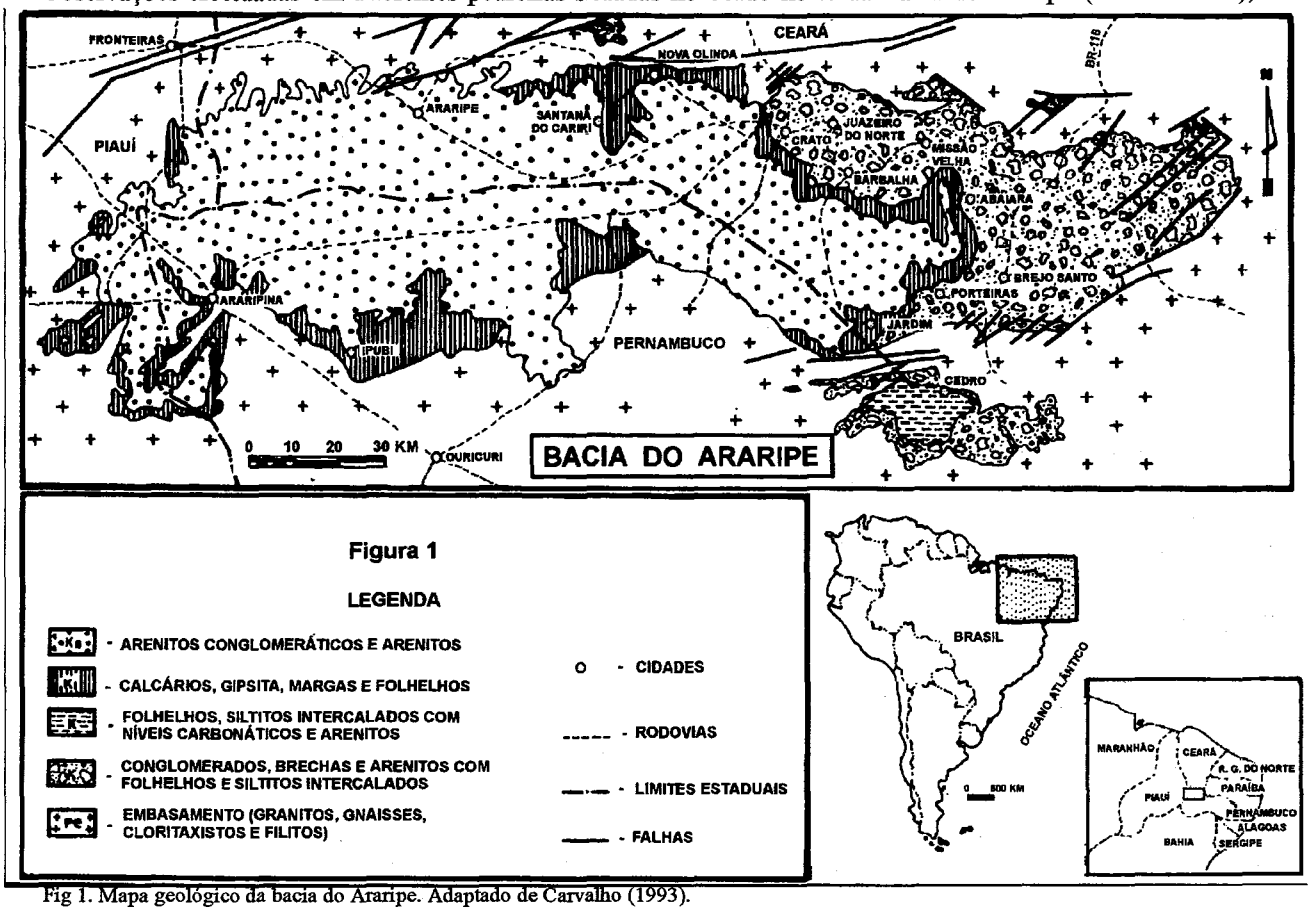


Fig 1. Mapa geológico da bacia do Araripe. Adaptado de Carvalho (1993).

* Trabalho realizado com o apoio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) e a Fundação Universitária José Bonifácio (FUJB). Contribuição ao PICG 381/UNESCO - South Atlantic Mesozoic Correlations. Programa de Correlação Científica Universidade Federal do Rio de Janeiro/Universidade de Coimbra.

** Departamento de Ciências da Terra/Universidade de Coimbra, 3049 Coimbra Codex, Portugal.
*** Instituto Geológico e Mineiro, Alfragide, Portugal.
**** Museu Nacional/Universidade Federal do Rio de Janeiro e Faculdade de Geologia/Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Brasil.
***** Instituto de Geociências/Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brasil.
****** Instituto de Geociências/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil.

região de Santana do Cariri, proporcionam um estudo detalhado da parte superior doMembro Crato (Formação Santana; Aptiano terminal-Albiano Superior; Berthou, 1990) (Fig. 1).Os perfis efectuados nos últimos 10 metros do Membro Crato permitem estabelecer a sucessão composta representada na fig. 2. O contacto com a unidade suprajacente (Membro Ipubi) faz-se através de uma descontinuidade. Esta separa os últimos níveis do Membro Crato (com tapetes algais silicificados) dos sedimentos argilosos (ricos em matéria orgânica) da base do Membro Ipubi. Contudo, Ponte & Appi (1990) consideram que o contacto entre estas duas unidades é normal e gradacional.

Em 3 níveis do perfil efectuado (Fig. 2) é possível reconhecer a presença de associações de fósseis de Dastilbe sp. (Maisey, 1991), cujos estados de conservação se pretende analisar no presente trabalho.

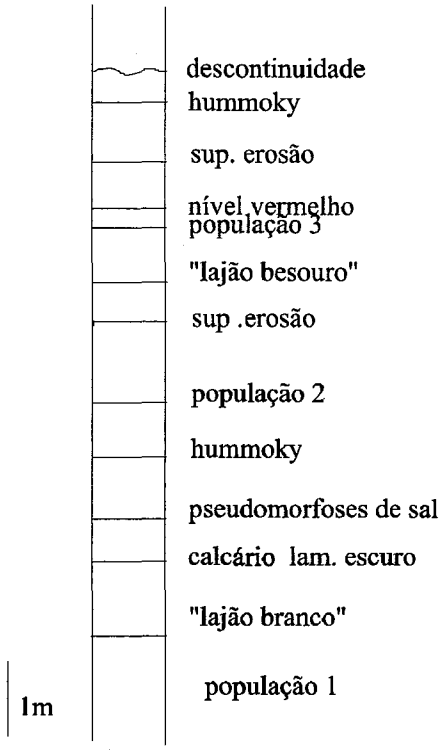


Fig. 2 - Perfil e localização da amostragem (coordenadas: 7^0 7′ 19″ S; 39^0 42′ 08″ W).

ESTADOS DE CONSERVAÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES REGISTADAS

As associações registadas de Dastilbe sp. reconhecidas no perfil efectuado correspondem a entidades acumuladas, isto é, a restos de organismos que foram enterrados no local da morte (Fernandez López, 1991), não tendo portanto sido sujeitos a transporte postmortem. Todos os esqueletos se apresentam completos não se registando desarticulação das partes constituintes.

Os representantes de Dastilbe sp. apresentam um conjunto de transformações decorrentes do processo de fossilização que se podem inscrever diferencialmente nas fases biostratonómica e diagenética do referido processo. As observações efectuadas permitem reconhecer os seguintes aspectos:

1. Associação A (Fig. 3)

Indivíduos com 31,7 mm de comprimento médio registados em calcário micrítico branco com pseudomorfoses de halite. Apenas fossilizaram as partes duras, apresentando-se o esqueleto em posição ondulada ao longo do eixo do comprimento.

O processo de fossilização dos indivíduos constituintes desta associação inclui as seguintes fases biostratonómicas: deposição sobre a superfície de interface sedimento-água e decomposição total das partes moles. Depois do enterro, registou-se a substituição do material fosfatado do esqueleto por óxidos de ferro. A disposição ondulada do esqueleto é igualmente de natureza diagenética e resulta do crescimento dos cristais de halite (pseudomorfoses) que deformam a disposição linear original. A atribuição à actividade de necrófagos é dificilmente sustentável pois os sedimentos não apresentam índices de bioturbação relevantes.

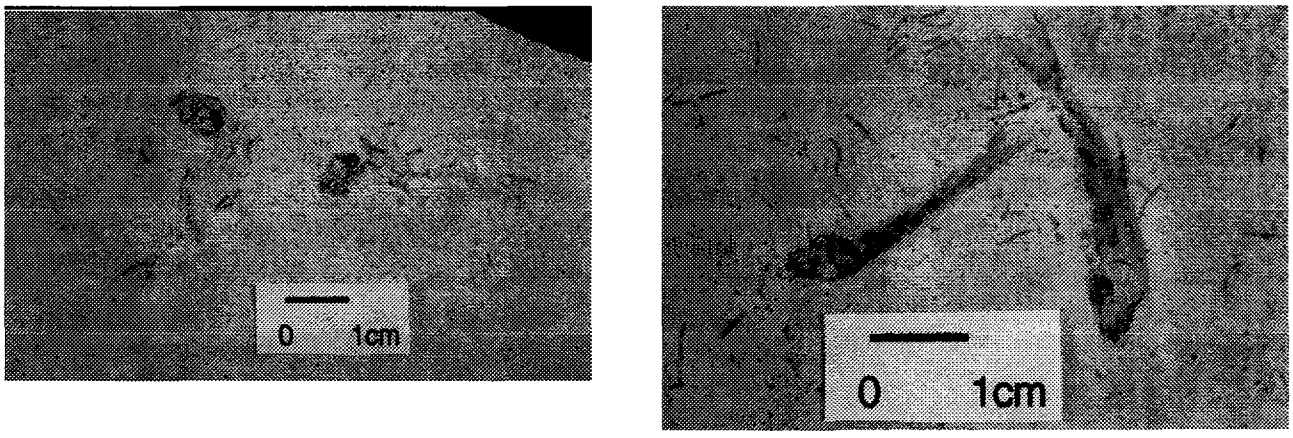


Fig. 3 - Representantes de Dastilbe sp. presentes nas associações A (esquerda) e B (direita)

2. Associação B (Figs. 3 , 5)

Indivíduos com 41 mm de comprimento médio registados em calcário micrítico róseo. Fossilizaram as partes duras, mas em muitos casos reconhece-se o contorno do corpo.

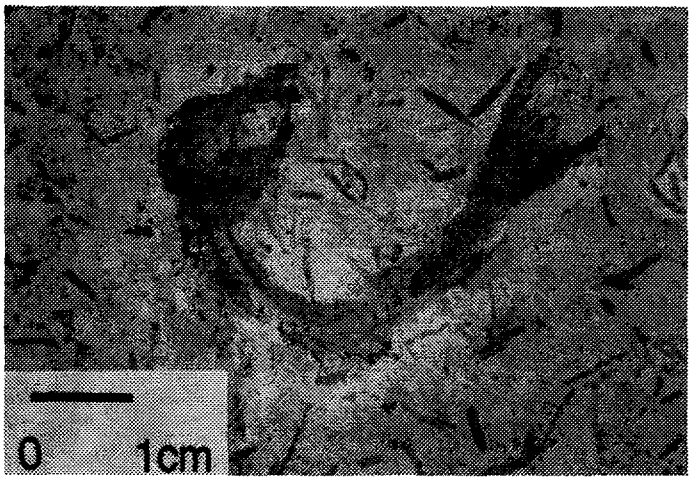


Fig. 4 - Representantes de Dastilbe sp. presentes nas associações C .

A fase biostratonómica do processo de fossilização inclui a deposição sobre a superfície de interface sedimento-água e a decomposição parcial das partes moles durante ou depois do enterro. No decurso da diagénese, houve substituição do material fosfatado do esqueleto por óxidos de ferro.

A disposição dos indivíduos no fundo obedeceu a um padrão de distribuição aleatória, tal como se pode verificar a partir do levantamento das orientações dos respectivos esqueletos (Fig. 4).

Associação C (Fig. 4) Indivíduos com 40 mm de comprimento médio registados em calcário micrítico alaranjado muito rico em fragmentos de algas. Fossilizaram as partes duras, mas em alguns casos reconhece-se o contorno do corpo. Uma intensa oxidação impede a observação detalhada da morfologia dos elementos constituintes do esqueleto.

A fase biostratonómica do processo de fossilização inclui deposição sobre a superfície de interface sedimento-água e a decomposição parcial das partes moles. No decurso da diagénese, houve substituição do material fosfatado do esqueleto por óxidos de ferro, seguida de intensa oxidação.

CONSIDERAÇÕES TAFONÓMICAS E INTERPRETAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

Do ponto de vista paleoambiental, Berthou (1990) atribuía já ao Membro Crato condições de sedimentação lacustre em ambiente calmo e clima quente.

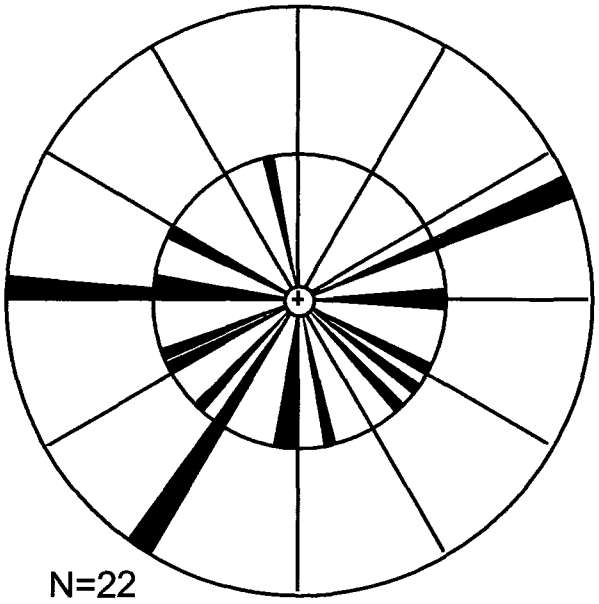


Fig. 5 - Distribuição do alinhamento dos esqueletos de representantes de Dastilbe sp. da associação 2.

A laminação persistente de aspecto varvar com inexistência de bioturbação atesta a ausência de condições propícias à instalação de comunidades bentónicas, testemunhando um provável carácter anóxico do fundo do lago. A inexistência de acarreios detríticos nos perfis analisados permite inferir: a) uma topografia pouco acentuada de influência restringida às áreas marginais; b) uma situação central (na geometria dos lagos) dos pontos de observação. Por outro lado, a ausência de perturbações significativas na geometria varvar, bem como a escassez de níveis indicando tracção (apenas 2 níveis), deixam supor uma acentuada estabilidade e um reduzido hidrodinamismo (ausência de convecção e de circulação lateral), e ainda uma topografia suave no fundo do lago. Os estados de conservação das associações de Dastilbe sp. registadas no perfil em análise permitem reforçar essa hipótese, dado não se reconhecer qualquer tipo de remobilização do material durante a fase biostratonómica do processo de fossilização do mesmo. Da interpretação dos dados apresentados na fig. 5 ressalta o carácter aleatório da disposição dos esqueletos de Dastilbe sp.. A conservação da população C parece dever-se mais à abundância de algas, cuja decomposição favorece a criação de condições anóxicas propícias à conservação dos representantes de Dastilbe sp.. Por outro lado, esta população é a que se encontra mais próxima de sinais crescentes de agitação e oxigenação (presença de estruturas "hummocky" no topo da série).

As populações B e C de Dastilbe sp. apresentam distribuições tendencialmente bimodais das frequências relativas dos comprimentos do esqueleto. Estes resultados apontam para a possibilidade de, numa única varva, fossilizarem duas

gerações consecutivas de Dastilbe sp., o que confere aos sedimentos lacustres do Membro Crato uma extraordinária utilidade para estudos de variabilidade intra-específica em associações paleontológicas, estudos esses já teorizados por alguns autores (Bell & al., 1987).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BELL, M., SADAGURSKY, M. S. & BAUMGARTNER, J. V. (1987) - Utility oflacustrine deposits for the study of variation within fossil samples, *Palaios*, (2) 5:, pp.455-466.

BERTHOU, P.-Y. (1990) - Le Bassin d'Araripe et les petits bassins intracontinentaux voisins (N.E. Bresil): Formation et evolution dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique equatorial. Comparaison avec les bassins ouest-africans situés dans le même contexte, *Atas I Simp. Bacia do Araripe e Bac. Inter. Nordeste*, pp.113-134.

CARVALHO, I. S. (1993) - Os conchostráceos fósseis das bacias interiores do Nordeste do Brasil. Instituto de Geociências/UFRJ, Tese de Doutorado (Inédita), vol. 1, 319 p.

FERNANDEZ LOPEZ, S. (1991) - Taphonomic concepts for a theoretical biochronology, *Rev. Esp. Paleontologia*, 6 (1):, pp.37-49.

MAISEY, J. C. (1991) - Santana Fossils: An Illustrated Atlas, *T. F. H. Publications*, Neptune City, New Jersey, 459 p.

PONTE, F. C. & APPI, C. J. (1990) - Proposta de revisão da coluna litostratigráfica da Bacia do Araripe, *Anais 36° Congr. Brasil. Geol.*, Natal, vol. 1, pp. 211-226.

A utilização de paleossolos na determinação da idade relativa de depósitos quaternários no litoral norte de Ilhéus/Bahia - Brasil

ALEX D. C. PEREIRA*

Palavras - chave: Estratigrafia; idade; podzol; transgressão; Plistocénico; Holocénico e Brasil.

Resumo: Os depósitos marinhos plistocénicos e holocénicos encontrados no litoral norte de Ilhéus/BA - Brasil são de areias quartzosas e os terraços formados apresentam uma pequena diferença de nível. Esta similaridade, aliada à dificuldade de determinação de idade absoluta, nem sempre permite a sua individualização. A deposição plistocénica atingiu a cota de 12 m e nela foi desenvolvido um solo do tipo podzol, anterior à deposição holocénica. O seu horizonte Bhs encontra-se cimentado, resistindo à acção das águas de lagoa e rio e permite distinguir esta unidade das demais, podendo ser datado pelo método C_{14} ou Th/U.

Key-words: Stratigraphy; age; podzol; transgression; Pleistocene; Holocene and Brazil.

Abstract: The Pleistocene and Holocene deposits found on the north coast of Ilhéus, Bahia, Brazil are made of quartz sand and the terraces present a small difference in the level. This similarity, together with the difficulty of determining the absolute age, does not always permit its separation. The Pleistocene placement reached a height of 12 m and in the soil of podzol type evolved, prior to the placement of the Holocene. Its Bhs horizon is cemented, resisting the forces of the lake and river waters, and serves to distinguish this entity which can be dated by C_{14} or Th/U methods.

INTRODUÇÃO

No litoral baiano ocorrem três bacias sedimentares mesozóicas em *grabens* originados pela deriva continental. Estas bacias recebem as seguintes denominações: do Recôncavo, a norte, com uma penetração maior no continente e que passa a ter denominações locais, fora do litoral, como Tucano e Jatobá, e as bacias de Camamu e Almada. Por se encontrarem circundadas por rochas cristalinas bastante resistentes, de idade precâmbrica , os sedimentos destas bacias (arenitos e argilitos) foram facilmente erodidos com a penetração do mar para o interior, vindo a formar acidentes geográficos do tipo baía. A norte, a bacia do Recôncavo deu origem à baía de Todos os Santos, a maior do país; mais para sul, na bacia de Camamu ocorre a baía de Camamu; e finalmente na bacia do Almada havia uma baía, já citada por MARTIN *et al.* (1980), que actualmente se encontra assoreada. Esta última localiza-se no litoral norte da cidade de Ilhéus, Estado da Bahia, e as coordenadas centrais do local onde se encontram estes depósitos são aproximadamente 14°20'S e 39°05'WGr.

CARACTERÍSTICA DA ÁREA

A área de estudo compreende a paleobaía, assoreada durante o Quaternário em dois períodos, o Plistocénico e Holocénico que correspondem respectivamente à penúltima e à última transgressão marinha do litoral brasileiro (BITTENCOUR, VILAS BOAS e FLEXOR, 1979). Os depósitos são constituídos por areias marinhas que formam terraços marcados por uma superfície plana com cotas que não ultrapassam os 12 m, mesmo nas regiões mais distantes do litoral, a mais de 10 km deste. A espessura da sequência sedimentar atinge 60 m na porção terrestre, como atestam as sondagens feitas pela companhia de petróleo Petrobras (CARVALHO, 1965 e BRUHN & MORAES, 1989) e, na plataforma continental, a espessura ultrapassa duas centenas de metros.

Os depósitos plistocénicos são os que atingem as maiores cotas, normalmente entre 6 e 12 m, conforme SUGUIO *et al.* (1985), e foram datados de 120 000 anos por MARTIN, BITTENCOUR e VILAS BOAS (1982) em corais ocorrentes a sul da cidade de Ilhéus, para o que foi utilizado o método Th/U. Os terraços mais recentes, que formam as actuais praias, apresentam cotas que não ultrapassam os 5 m e a sua idade é de cerca de 4 500 anos, segundo MARTIN *et al.* (1979 e 1980) e SUGUIO *et al.* (op.cit.).

Através das análises fotogeológicas há dificuldade na identificação de pequenas elevações com variação de cota menor a 6 m porque, nas aerofotos na escala de 1:25 000, este pequeno desnível encontra-se encoberto por matas naturais com árvores com mais de 10 m e, em muitos casos, mais de 20 m. É uma área de aproximadamente 200 km^2 em que, devido à vegetação, se torna inviável fazer a distinção, usando apenas a topografia, entre os terraços mais elevados e mais baixos. Mesmo supondo que os depósitos não tenham sofrido nenhum desnível, decorrente do tectonismo, eles sofreram erosão fluvial pelo rio Almada que passa na região, o qual deixou bastantes meandros abandonados com depósitos de sedimentos lodosos sobre as areias marinhas. A variação do curso do rio ao longo do tempo erodiu bastante os terraços marinhos, os quais, em épocas chuvosas, ficam encharcados, não só pelo transbordamento do

* Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho - Campus de Gualtar / Braga - Portugal

rio mas também pela própria toalha freática que chega à superfície. Sendo assim é difícil de determinar se uma camada de areias quartzosas, numa cota de cerca de 4 m, pertence a depósitos holocénicos com alguma erosão, ou se pertence a um depósito plistocénico rebaixado pelo efeito erosivo até àquela cota.

TERRAÇOS MARINHOS

A partir da ponte sobre o rio Almada, nas proximidades do km 29 da rodovia BA-001, trecho Ilhéus/Itacaré, ocorrem dois terraços marinhos onde se pode observar nitidamente o contacto entre os depósitos da penúltima transgressão marinha, situada a oeste da estrada, e os da última transgressão, posicionada a leste. No primeiro terraço marinho mencionado desenvolveu-se um solo do tipo podzol onde, tanto o horizonte A como o Bhs apresentam uma espessura de 2 m, constituindo uma arriba a oeste da estrada, com espessura de 4 m, cujo topo apresenta cota superior a 8 m e se situa directamente sobre a unidade cretácica conhecida como Formação Sergi.

Terraços plistocénicos

Os sedimentos desta idade, que deram origem ao podzol, são formados por areias marinhas brancas, apresentando na sua base uma unidade conglomerática com seixos e blocos da Formação Sergi e de antigos corais, incluindo um agregado de gastrópodes e seixos de quartzo; apresentam ainda estratificações cruzadas, preservadas após o processo de pedogenização. Esta unidade formou um terraço marinho com uma cota de aproximadamente 12 m, que actualmente fica a cotas que variam de 6 a 11 m. Durante a última transgressão marinha, ocorrida no Holocénico, há menos de 7 000 anos, foi erodida, tendo recuando algumas centenas e milhares de metros, constituindo vertentes de 2 a 7 m de altura.

O processo de pedogenização destes sedimentos desenvolveu o podzol no terraço plistocénico numa época anterior à deposição do terraço marinho holocénico. Esta afirmação baseia-se no facto da erosão, que precedeu a sedimentação holocénica e afectou os terraços plistocénicos, ter também actuado no podzol. Caso a formação do solo tivesse sido posterior à da arriba, a acumulação de matéria orgânica contida no horizonte Bhs deste solo não se apresentaria, no local, com uma espessura de 2 m, mas ocorreria somente na base da arriba, e migraria sobre o terraço holocénico. Haveria a possibilidade do mar ter depositado os sedimentos holocénicos a cotas superiores a 6 m, onde actualmente se encontra o topo do horizonte Bhs do podzol e que, posteriormente tivessem sido erodidos alcançando a actual cota dos 4 m, mas como se explicaria a presença de cordões costeiros nestes sedimentos junto ao sopé da vertente do terraço mais antigo? É inegável que houve erosão, mas dos sedimentos marinhos arenosos, plistocénicos, já transformados num podzol, cujo horizonte Bhs forma um nível bastante endurecido. Normalmente apresenta-se negro ou castanho com pouca ou nenhuma variação de tonalidade, com elevada resistência sendo muitas vezes descrito, noutras regiões, como um arenito com matéria orgânica coloidal ou, ainda, como arenito rico em ácidos húmicos. A idade plistocénica deste terraço marinho é atribuída segundo critérios estabelecidos pelas principais investigações, baseado em geocronologia do litoral brasileiro.

Terraços holocénicos

Na área de investigação, o terraço marinho holocénico situa-se a uma cota máxima, confirmada, de 4,76 m que apresenta um rebaixamento gradativo em direcção ao mar, onde permanece neste nível, ou abaixo deste, na plataforma continental. O local em questão situa-se a uma distância média de 600 m da linha de costa e encontra-se, ainda, em desenvolvimento, com o rebaixamento relativo do nível do mar na actualidade. A idade dos seus sedimentos é cerca de 4 500 anos, os quais devem ser mais jovens à medida que se avança para leste, rumo ao mar, visto as marcas da regressão holocénica serem perfeitamente identificáveis na área. São constituídos por areias quartzosas brancas similares às dos terraços plistocénicos, porém com granulometria ligeiramente mais fina. A diferença básica entre os dois é a presença de cordões litorais apenas no terraço holocénico e ausência de um podzol bastante desenvolvido, ao contrário do que ocorre no terraço plistocénico. O solo desenvolvido naquele terraço mais jovem foi caracterizado por SILVA *et al.* (1981) como um podzol hidromórfico, ou seja, um podzol ainda em evolução, onde a matéria orgânica precipitada encontra um ambiente redutor ao nível da toalha freática e que, juntamente com o ferro transportado pelas águas subterrâneas, tingem as areia brancas, dando-lhes uma coloração castanha clara. Este nível representa o horizonte Bhs do podzol hidromórfico que, com o passar do tempo, se irá enriquecendo em ferro e matéria orgânica, tornando-se mais compacto e resistente e, quando o nível das águas subterrâneas estiver mais baixo que o actual, passará a ser apenas um podzol.

PODZÓIS

Os dois depósitos encontram-se em grande parte transformados em solo do tipo podzol, o que leva a pensar que o clima na região permaneceu húmido e com chuvas permanentes durante milhares de anos. Tal ideia baseia-se no facto de que, numa zona tropical, o desenvolvimento de um podzol depende de um nível saturado de água, originando um

ambiente redutor, impedindo a oxidação total da matéria orgânica levada pela infiltração das águas pluviais, local onde se desenvolverá o horizonte Bhs.

No depósito plistocénico, o horizonte Bhs, devido à cimentação do ferro e matéria orgânica, apresenta um endurecimento similar à de uma rocha sedimentar, resistindo actualmente às intempéries das águas da lagoa e à corrente do rio. Estes níveis cimentados ocorrem no sector norte da área, na margem da rodovia BA-001, a oeste, na Lagoa Encantada e na margem direita do rio Almada, na localidade de Sambaituba. Nas ocorrências situadas a sul, próximo à foz do rio Almada, o horizonte Bhs não se apresenta endurecido, talvez devido a uma maior dimensão dos grãos das areias, neste sector.

Nas localidades da Lagoa Encantada e a norte da área de pesquisa não se observa o desenvolvimento de outro solo sobre este podzol para que possa ser chamado de solo fóssil ou paleossolo, porém o desenvolvimento de um outro podzol é bem visível em Sambaituba. Aí ocorre o horizonte Bhs ao nível das águas, bem como na calha do rio Almada e a cerca de 3 m acima desta camada situa-se o outro horizonte Bhs, escuro, não apresentando porém a dureza do mais antigo. Nas demais localidades onde se observaram os podzóis com um horizonte Bhs endurecido, percebe-se que este não mais actua como solo, pois as raízes da vegetação viva somente o penetram ao longo de fracturas, o que pode levar a concluir que se trata de um horizonte inerte de um paleossolo. As areias soltas possivelmente mascaram a presença de outros solos mais jovens, tanto na Lagoa Encantada como a norte da área, ou impedem que as areias situadas acima do Bhs sejam classificadas, pedologicamente, como areias quartzosas álicas e distróficas, desenvolvidas a partir do horizonte A do podzol.

IDADE RELATIVA

A determinação da idade relativa constitui uma das bases dos estudos estratigráficos, não somente pelo posicionamento de uma determinada camada como, também, pelo seu conteúdo que é um indicativo do ambiente em que foi depositado este ou aquele sedimento. Infelizmente, os estratos plistocénicos e holocénicos do litoral norte de Ilhéus não apresentam uma diferenciação de estratos, para que possam ser reconhecidos em locais distintos, salvo a base dos sedimentos mais antigos que apresentam conglomerados com fragmentos de fósseis. Porém, esta unidade possui uma característica peculiar desenvolvida antes da última transgressão, ocorrida no Holocénico, marcada pela podzolização destes sedimentos. O horizonte Bhs, identificado em três sectores distintos, permitirá a separação de depósitos plistocénicos em locais que, anteriormente, foram cartografados como de idade holocénica. Destes, somente o terraço a norte da área era considerado como representante da penúltima transgressão e em outro sector a sul, próximo à cidade de Ilhéus. Estas referências foram baseadas apenas na caracterização topográfica, por serem locais onde a cota ultrapassava os 6 m ou pelo aspecto da arriba em relação ao terraço mais recente, além das comparações com as demais situações encontradas no litoral brasileiro.

A identificação, como sendo um horizonte guia, e pertencente a uma mesma fase de formação, baseia-se apenas nas características particulares, já descritas, bem como na situação topográfica dos terraços onde ocorrem. O contacto entre os terraços da penúltima e da última transgressão só se observam na ocorrência situada a norte da área. Na região da Lagoa Encantada, contudo, ainda não existe uma prova concreta referente a ocorrências de depósitos plistocénicos e holocénicos enquanto que, na localidade de Sambaituba, o contacto se encontra encoberto pela intensa cobertura vegetal e pelos meandros abandonados do rio Almada. Como se pode observar os critérios utilizados são os mesmos das investigações anteriores, porém, com a observação de que a pedogenização ocorreu antes da última transgressão. O horizonte Bhs serve de horizonte guia e, a sua matéria orgânica poderá ser datada indicando a idade da formação deste solo. Mesmo sem se dispor desta idade, sabendo-se que este tipo de podzol é anterior aos depósitos holocénicos, tem-se, assim, uma idade relativa, informando que os terraços marinhos portadores deste solo são plistocénicos.

A confirmação definitiva de que os três horizontes são contemporâneos somente poderá ser concluída através de uma determinação de idade pelo método C_{14}. As amostras irão revelar idades mais antigas que 5 000 anos, ou até, 7 000 anos; neste caso pode-se afirmar, com certeza, que estes terraços pertencem ao Plistocénico. Esta afirmação baseia-se nas inúmeras determinações radiométricas feitas em sedimentos holocénicos do litoral brasileiro que confirmam que, após o Plistocénico, o mar somente esteve acima do nível actual há 7 000 anos atrás e que a cota máxima atingida foi de aproximadamente 6 m, ocorrido há 5 000 anos.

Esta idade corresponde às determinações obtidas na região e demais pontos da costa e, na área, à transgressão que levou o mar até este local e provocou a erosão de um antigo terraço. Actualmente, este apresenta o topo com uma cota em torno dos 9 m, a formar uma arriba onde, na sua base, foi depositado o terraço marinho holocénico, cuja cota, inferior a 5 m, representa bem esta última transgressão. O topo deste depósito recente permanece praticamente inalterado, já que preserva ainda os cordões litorais modelados junto à praia durante a fase regressiva.

DATAÇÃO DO PALEOSSOLO

A origem do terraço plistocénico deu-se com a regressão, após a penúltima transgressão ocorrida há 120 000 anos. Portanto, é perfeitamente viável que a formação deste paleossolo possa ter ocorrido durante o intervalo entre 120 000 e 7 000 ou 5 000 anos. Caso apresente idade superior a 35 000 anos será caso para um estudo mais pormenorizado sobre o ambiente durante a sua formação bem como sobre o nível do mar. Durante este intervalo ocorreram flutuações do nível do mar e, para que um planície arenosa no litoral possa apresentar a toalha freática na cota dos 6 m, o nível do mar não poderia estar muito abaixo do topo do horizonte Bhs, porque seria a única barreira para reter estas águas num terreno tão permeável.

A idade da formação do solos normalmente é determinada com base nos seus componentes orgânicos; como porém, estes consistem numa mistura de constituintes de idade e natureza muito diversificada tem-se que, inicialmente, fazer um fraccionamento da amostra, sobretudo para eliminar os ácidos flúvicos que são impróprios para a determinação radiométrica, e aproveitar os ácidos húmicos que, segundo CAMPBELL, RENNIE e MCCALLUM (1967a), constituem a fracção ideal para a datação. Para a preparação da amostra a ser datada é conveniente usar o método desenvolvido por CAMPBELL, RENNIE e MCCALLUM (1967b) e aplicado por PEREIRA (1993).

REFERÊNCIAS

BITTENCOUR, A. C. da S. P.; VILAS BOAS, G. da S. e FLEXOR, J. M. (1979) - The marine formations of the coast of the State of Bahia. In: INTERNATIONAL SYMPOSIOUM ON COASTL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1, São Paulo, 1978, *Proceedings* São Paulo, IGCP, Project 61. p 232-253.

BRUHN, C. H. L. & MORAES, M. A. S. (1989) - Turbiditos na formação Urucutuca na bacia do Almada, Bahia: um laboratório de campo para estudo de reservatórios canalizados. *Boletim de Geociências da Petrobras, vol. 3, nº 3.* Rio de Janeiro. p 235-267.

CAMPBELL, C. A.; RENNIE, D. A. e MCCALLUM, K. J. (1967a) - Factors affecting the accuracy of the carbon-dating method in soil humus studies. *Soil Science*, 104 (2); p 81-85.

CAMPBELL, C. A.; RENNIE, D. A. e MCCALLUM, K. J. (1967b) - Applicability of the carbon-dating method of analysis to soil humus studies. *Soil Science*, 104 (3); p 217-224.

CARVALHO, K. W. B. de (1965) - Geologia da bacia sedimentar do rio Almada. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro. p 5-55.

MARTIN, L.; SUGUIO, K; FLEXOR, J. M.; BITTENCOUR, A. C. da S. P. e VILAS BOAS, G. da S. (1979) - Le Quaternaire marine brésilien (littoral paulist, sud fluminens et bahianais). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol., vol. XI, nº 1, 1979-1980.* p 95 -124.

MARTIN, L.; BITTENCOUR, A. C. da S. P. e VILAS BOAS, G. da S. e FLEXOR, J. M. (1980) - *Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia - 1:250.000.* Texto Explicativo, Secretaria de Minas e Energia/Coordenação da Produção Mineral. 69 p.

MARTIN, L.; BITTENCOUR, A. C. da S. P. e VILAS BOAS, G. da S. (1982) - Primeira ocorrência de corais plistocénicos da costa brasileira - Datação do máximo da penúltima transgressão. *Ciências da Terra - nº 3 mar/abr 1982.* Salvador. p 16-17.

PEREIRA, V. (1993) - Podzóis da região de Mira - datação pelo ^{14}C. *Geociências, rev. Univ. Aveiro (1993-1994), vol. 8, fasc. (1-2).* Aveiro. p 79-85.

SUGUIO, K. MARTIN, L; BITTENCOUR, A. C. da S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M. e AZEVEDO, A. E. G. de (1985) - Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências vol. 15(4).* São Paulo. p 273 - 286.

SILVA, G. B. *et al.* (1981) - Pedologia: levantamento exploratório de solo. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SD. 24 - Salvador.* Rio de Janeiro. p 277 - 404 (Levantamento de Recursos Naturais, 24).

Estructuras Sedimentarias resultado del desbordamiento del Arroyo Rivillas, Badajoz (España), Noviembre de 1997

M.E Moya, G. Garzón , J.A Ortega & J.D Centeno.

Departamento de Geodinámica. Facultad de C.C. Geológicas. Universidad Complutense. 28980. Madrid (España).

Palabras Claves : Avenida relámpago, depósitos sedimentarios, arroyo Rivillas, Badajoz, España.

Resumen : El paso de un frente tormentoso proveniente de las costas británicas alcanzó a la Península Ibérica durante la primera semana del mes de Noviembre. En Badajoz, con el paso de la tormenta, numerosos Arroyos se desbordaron . Veintitrés personas muertas en Extremadura, daños irreparables a inmuebles y la perdida de gran extensión de cubierta vegetal son el resultado del fenómeno denominado Ciclogenesis Explosiva. El arroyo Rivillas uno de los muchos desbordados ha permitido el estudio de las estructuras sedimentarias y su disposición espacial durante un recorrido de mas de 33 kilómetros desde su nacimiento hasta su desembocadura en Badajoz capital.

Key words : fashflood, sedimentary deposits, Arroyo Rivillas, Badajoz, Spain.

Abstract: During the first week of November 1997, the Iberian Peninsula was affected by a north-western frontal system producing catastrophic flooding in the Badajoz area. Twenty three dead persons, large urban areas destroyed and extensive losses of the soil cover were the result . In the Arroyo Rivillas, one of the most affected streams, the resulting sedimentary structures and their spacial distribution has been studied along its 33 kilometres, from its source up into its mouth in the Guadiana river at the town of Badajoz

Introducción :

El objetivo de este trabajo es presentar un análisis del comportamiento del arroyo Rivillas durante el paso del frente tormentoso que desencadeno valores extraordinarios de precipitaciones en Portugal, Extremadura, Andalucía y ambas Mesetas castellanas. La mayor parte de las estaciones de la región extremeña superaron los máximos históricos, situados entorno a los 119 litros/m^2. Con una precipitación equivalente se ha estimado el periodo de retorno para la cuenca del Rivillas entorno a los 500 años considerando un caudal extremo alrededor de los 396 m^3/s (Ortega et al.,1998). Con estas premisas se ha realizado el estudio del río Rivillas prestando especial atención a los cambios geomorfológicos producidos en condiciones de alto régimen de flujo, así como al distinto comportamiento de la avenida en zonas construidas y libres de obstáculos en la llanura de inundación.

Análisis de los efectos de la avenida bajo diferentes condiciones :

La cuenca del Rivillas es una cuenca de dimensiones pequeñas (132 km^2), con una morfología ligeramente alargada, escasa pendiente y constituida por materiales limo-arcillosos (fig 1). Tales condiciones otorgan a la cuenca unas características de permeabilidad bajas. Si a estas condiciones naturales se les suman los cambios experimentado en el laboreo de la tierra como son las intensas labores de roturación y la sustitución de dehesas por pastizales, se podrá comprender el aumento de caudal sólido, el exceso de depósito que se acumuló sobre la llanura aluvial y anegó dos barrios de la ciudad de Badajoz (fig 2).

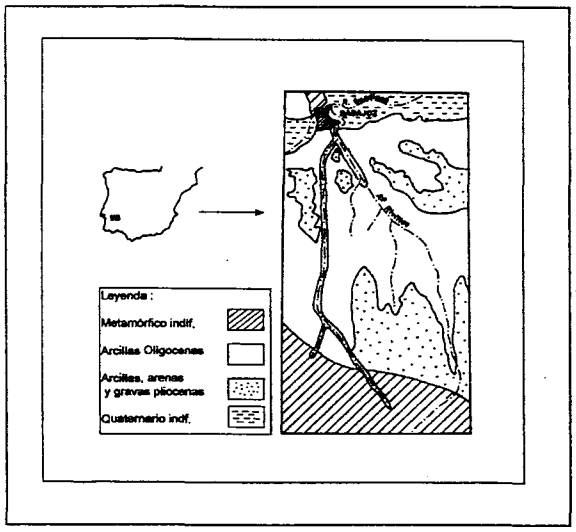


Fig. 1 . Mapa de localización .

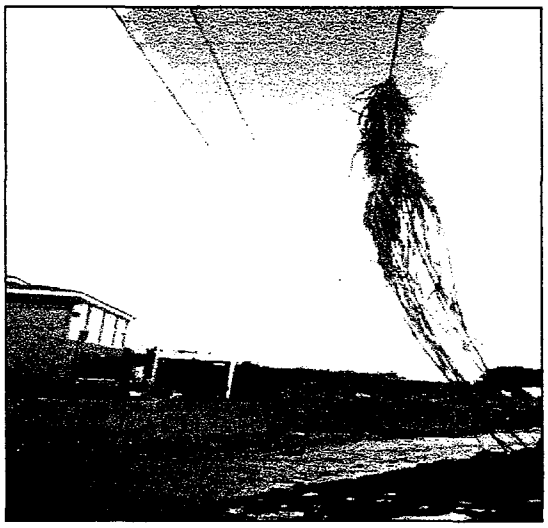


Fig. 2 . Altura alcanzada por el agua en Badajoz capital.

Para la realización de este trabajo se han elegido dos tipos de localizaciones con un diferente comportamiento frente a la avenida. han sido seleccionados y separados aquellos lugares donde los asentamientos humanos jugaron un papel importante en la crecida; diferenciándolos de aquellos donde la avenida circulo sin obstáculos aparentes.
Las formas encontradas aunque muy similares difieren notablemente en cuanto a su presencia y abundancia .
Los puntos aquí seleccionados resumen las estructuras mas significativas encontradas en otros muchos lugares.

- Estructuras resultantes de los efectos aguas abajo de una construcción en la llanura aluvial:

El primero de los puntos elegidos se encuentra localizado a la altura del kilometro 5,5 de la nacional 432 entre las localidades de Badajoz y La Albuera. Con una llanura aluvial entorno a los 725m, presenta una respuesta frente a la avenida condicionada por una construcción que impermeabiliza dicha llanura. Otro factor a tener en cuenta es que el arroyo en este tramo de estudio se encuentra encauzado y sobreelevado con respecto a la llanura de inundación. Esa elevación artificial de un cauce natural impidió que en momentos posteriores a la riada el agua retornase al canal, anegando durante un mayor periodo temporal la llanura aluvial. Con estas indicaciones se observa en los primeros estadios de la avenida la **activación de un canal natural** secundario que atraviesa la llanura por su parte central. Este fenómeno es simultaneo al desbordamiento del canal artificial del arroyo Rivillas, que con unas dimensiones estimadas de 5m y una profundidad entorno a los 1,6m, no es capaz de retener la gran cantidad de agua y sedimentos que le llegan. En este momento se produce la aparición de pequeños **abanicos laterales** que aportan y depositan numeroso material arenoso por la llanura. En un estado posterior de la crecida, el flujo se ve retenido por la construcción, frenando la gran cantidad de agua que circulaba por la llanura aguas arriba de la construcción. Una vez sobrepasado el obstáculo, el flujo con gran violencia arranca el primer horizonte edáfico. Las formas geomorfológicas observadas, de una manera general, por ese proceso son cicatrices erosivas de gran potencia que llegan a alcanzar incluso 0.5 m de profundidad (fig. 3).
Se ha podido constatar que las acanaladuras de mayor profundidad guardan una estrecha relación con las huellas dejadas por el laboreo de las tierras. Así, en aquellos lugares donde las marcas de los arados coinciden con la dirección de la corriente principal, la profundidad de las cicatrices se ve triplicada con respecto aquellas donde no coinciden.
El material arrancado, no solo de cubierta vegetal sino también de caminos de acceso que atraviesan la llanura aluvial, se dispone en forma de **lóbulos de gravas** entorno a la construcción. Los finos se desconectan de los lóbulos y migran, en forma de **barras longitudinales**. A este material se le suma el que proviene de las **abanicos laterales** y que es capturado al llegar a la llanura que en ese momento se comporta como fondo de canal. Con el descenso de la energía del medio, las aguas tienden a retornar a su recorrido natural. Se observa entonces, la disección de las formas anteriores por canales de retroceso y el tapizado del conjunto por ripples de diversa morfología. En general, el material sedimentario que se encuentra en este tramo de estudio es escaso no así las formas erosivas de grandes dimensiones.



Fig. 3. Cicatrices erosivas producto del arrastre del primer horizonte edáfico.



Fig. 4. Lóbulo de derrame con figuras de interferencia.

- Estructuras resultantes aguas arribas de una construcción sobre la llanura aluvial:

Un ejemplo de este tipo se encuentra en el kilómetro 3 de la nacional 432. En este punto las formas acumulativas tienen una mayor importancia. De todas ellas destaca un **gran lóbulo de derrame** de 80 de longitud y 15 cm de espesor. Conectado al canal de arroyo Rivillas por la zona de ruptura de un malecón de 2m de anchura, ve retenida su migración por la construcción existente aguas abajo. Su morfología externa presenta **formas 3D** (Mial,1977) se puede observar en la figura 4. Es posible apreciar en la estructura de los **megarriples dos direcciones** de corriente opuestas. Este fenómeno se explica si tenemos en cuenta que el lóbulo de derrame se encuentra inmediatamente antes de la construcción. En los primeros estadios de la avenida se produjo la ruptura del malecón y la salida del material sedimentario dispuesto en forma de lóbulo o **"crevasse splay"**. Las corrientes de alta energía que instantes posteriores circularon por la llanura aluvial retoman dicho material y hacen que este migre aguas abajo. Al producirse el descenso de la crecida, las corrientes son incapaces de sobrepasar el obstáculo. Son esas mismas corrientes las que al chocar con dicho obstáculo retornan y ese retroceso se ve reflejado en la dirección secundaria que se aprecia en el "crevasse splay".

- Estructuras resultantes del desbordamiento en áreas sin construcciones sobre la llanura :

Un ejemplo de morfologías resultantes de una avenida en áreas sin construcciones es el que se observa en el kilómetro 13 de la Ctra. N- 432. Una descripción detallada de las distintas formas sedimentarias encontradas en este punto se pueden observar en Moya et al. (1998). En base al estudio de formas sedimentarias se han podido establecer que el fenómeno mas generalizado en este tramo, es la acumulación de material sedimentario en forma de **lóbulos de derrame**, que llegan a alcanzar incluso los 160m de longitud, con un espesor de sedimentos cercano a los 30cm (fig5). A diferencia de los lóbulos anteriormente descritos los encontrados en este tramo no presentan figuras de interferencia. Lo que es posible apreciar es que la estructura lobular a medida que nos alejamos del canal se dispone longitudinalmente en la llanura de inundación, controlada aparentemente por el flujo general de la avenida. Cubriendo a la forma sedimentaria se encuentran ripples de cresta sinuosa tendiendo a romboidales. Estos se hacen mas evidentes en las partes externas del depósito y representan los estados finales de caída de flujo de la avenida. Otras formas sedimentarias encontradas en este tramo son las **barras longitudinales,** con unas dimensiones medias de 180m de longitud, 5m de anchura y potencias alrededor de los 25 cm, guardan una estrecha relación con los lóbulos de derrame de los que provienen. Una vez se produce la activación de la totalidad de la llanura aluvial, las corrientes de alta energía transportan parte del material del lóbulo desconectándolo de este. El resultado son estas barras longitudinales con formas 3D de alto flujo, cuya disposición interna nada tiene que ver con los lóbulos que las originaron.

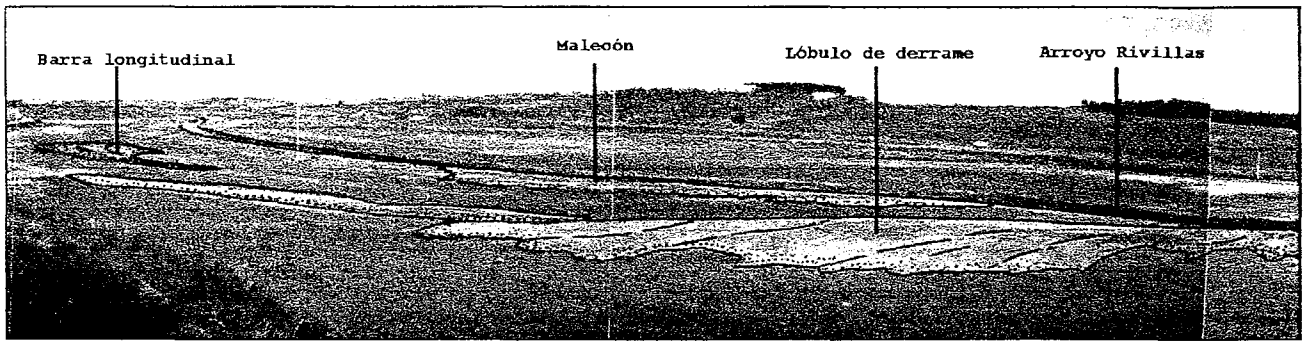


Fig. 5. elementos sedimentarios del arroyo Rivillas en un tramo sin obstáculos en la llanura aluvial.

Otro tipo de depósito encontrado en este tramo son los **abanicos laterales** de gran dispersión compuesto por arenas, a techo del conjunto y finalizando la secuencia aparece un nivel , en todos ellos, de limos que representa el final de la avenida. La aparición de abanicos laterales es un fenómeno generalizado en toda la cuenca y que apunta a las características de estas y a los cambios de cultivos sufridos en todo el área.
Adosados al canal principal se encuentra una acumulación de material arenoso de gran continuidad lateral que corresponden a depósitos naturales de formación de "leeves". La principal característica del depósito es su forma digitada separado por acanaladuras de salida de flujo de mayor intensidad. La disposición del material es perpendicular al canal en las partes proximales a este, mientras que en las zonas distales se curva siguiendo el trazado de las líneas de flujo de mayor intensidad.
Finalmente encontramos un tipo de depósito al que hemos denominado **barras laterales de retoque de abanico (Moya et al., 1998)** y que representa una acumulación de material arenoso proveniente principalmente de los abanicos que es posteriormente capturado por la corriente principal del sistema presentando características de color y textura que permiten diferenciarlas de las barras longitudinales.

Conclusiones :

La crecida del arroyo Rivillas presenta un claro comportamiento diferencial en cuanto a la disposición y abundancia del material sedimentario. En los puntos donde existen obstáculos que impiden el paso de las aguas ante la crecida, las morfologías encontradas son en su mayor parte formas erosivas aguas abajo del obstáculo y ,depósitos sedimentarios tipo "crevasse splay" con figuras de interferencia aguas arriba. Por el contrario en aquellos lugares donde la llanura de inundación se ve libre de obstáculos, la cantidad y formas de depósitos encontrados es mucho mayor , disminuyendo considerablemente las cicatrices erosivas. Por último hemos de destacar que todos los casos donde la llanura del arroyo Rivillas se activo completamente, esta se comporto como si de un fondo de canal se tratase.

Agradecimientos : Este trabajo ha sido financiado con fondos del Proyecto de Investigación I+D nº HID961318. Los autores agradecen la ayuda prestada por la Asociación del Cerro de Reyes de Badajoz.

Referencias Bibliográficas :

I.N.M, Centro Meteorológico Territorial de Extremadura (1997) : El temporal de los días 5 y 6 de noviembre en Extremadura (inédito).

Miall, A.d. (1977) : Fluvial sedimentology. Fluvial lectures notes. *Can Soc. Petrl.*, 111p.

Moya, M.E ; Garzón ,G & Ortega, J.A. (1998) : Depósitos de la avenida del Arroyo Rivillas, Badajoz, Noviembre de 1997. *V Reunión Nacional de Geomorfología, Granada.* (1998).

Ortega, J.A. ; Garzón, G & Moya, M.E. (1998) : Parámetros Climáticos y ambientales de la avenida del arroyo Rivillas en noviembre de 1997. *V Reunión Nacional de Geomorfología, Granada.* (1998).

Junta de Extremadura. Consejería de Industria y Energía. (1987) : Mapa geológico - minero de Extremadura. 1 : 300.000.

Mineralogia, Petrologia, Geoquímica

Bases de dados de informação geoquímica

BATISTA, M. J.[*] ; RODRIGUES, L.[**]; MARTINS, L.[*]

Palavras-Chave: Geoquímica; Estatística; Cartografia.

Resumo: No âmbito do Projecto de "Promoção e Valorização das Províncias Metalogénicas Portuguesas" o Instituto Geológico e Mineiro encontra-se a inventariar e reorganizar toda a informação geoquímica com vista a tornar a sua consulta mais acessível a quem estiver interessado e nesta medida irão ser construídas bases de dados em SIG. Paralelamente serão feitas cartas geoquímicas acompanhadas de uma noticia explicativa com toda a informação disponível (estatística, antigas concessões, geologia) a qual permitirá tirar à partida algumas conclusões de indole mineira ou ambiental se for caso disso. Apresenta-se neste poster um caso concreto.

Key-words: Geochemistry; Statistics; Mapping.

Abstract: Within the project "Promoção e Valorização das Províncias Metalogénicas Portuguesas" the IGM is being inventorying and reorganising all the geochemical information so that it's consultation is simplified. As a result GIS databases are being created.
At the same time, geochemical maps and their accompanying explanation brochures, with all the information available (statistics, old concessions, geology) will allow immediate preliminary mining and/or environmental evaluation of any area.

INTRODUÇÃO

À semelhança do que outros países nomeadamente o Reino Unido e a Finlândia fizeram, o Instituto Geológico e Mineiro encontra-se a inventariar a vasta informação geoquímica de que dispõe, resultante, tanto da sua própria actividade como da proveniente de empresas privadas.
Esta inventariação tem como objectivo a construção de bases de dados num Sistema de Informação Geográfica (SIG) que nos irão permitir a produção de cartas temáticas.
Estas cartas temáticas, associadas à respectiva informação constante das bases de dados, destinar-se-ão principalmente às entidades interessadas no desenvolvimento de estudos de prospecção geológico-mineira e de índole ambiental.

METODOLOGIA APLICADA

Numa primeira fase, antes da construção das bases de dados em SIG, foram elaboradas e preenchidas fichas produzidas no programa "ACESS", no sentido de preparar a informação que será integrada em tabelas no SIG.
Com estas fichas, de que se apresenta um exemplo na Fig. 1, promove-se o rastreio da diversa documentação, tendo em vista o fornecimento de elementos pormenorizados àcerca dos seguintes aspectos:

- Localização no arquivo da informação;
- Minas abandonadas na área em estudo;
- Índices estudados na área;
- Trabalhos realizados;
- Documentos que integram o dossier;
- Cartografia existente;
- Resultados analíticos e sua origem que constam em cada relatório;

Através de um "Query", o programa ACESS permite uma pesquisa e acesso rápido à informação a ser integrada na base de dados georeferenciada.

Paralelamente está a ser introduzida toda a informação numérica, que é muito vasta, dos resultados analíticos de cada campanha, separados por cartas 1/25.000, em diversos Núcleos do IGM (S. Mamede de Infesta, Coimbra, Alfragide e Beja).

[*] Instituto Geológico e Mineiro- Alfragide
[**] Instituto Geológico e Mineiro – S. Mamede de Infesta

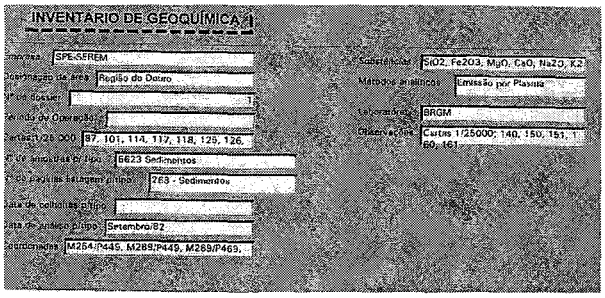


Fig.1 Exemplo de fichas construídas e que irão integrar a base de dados

Na sequência desta inventariação, serão feitas **Cartas Geoquímicas** (Fig. 2), à escala 1/50.000, que serão sobreponíveis a cartas, à mesma escala, produzidas por outros Departamentos do Instituto Geológico e Mineiro, procedimento este, que será muito útil a quem pretender estudar uma determinada área.

Estas cartas a serem processadas para todos os elementos geoquímicos existentes nos dossiers, serão acompanhadas de uma **Notícia Explicativa,** a qual, para além dos **aspectos descritivos e estatísticos, mono e multielementares** (Fig. 3 e 4) inerentes a essas cartas, conterá um resumo de toda a informação
relevante de trabalhos efectuados nessas áreas, como por exemplo:

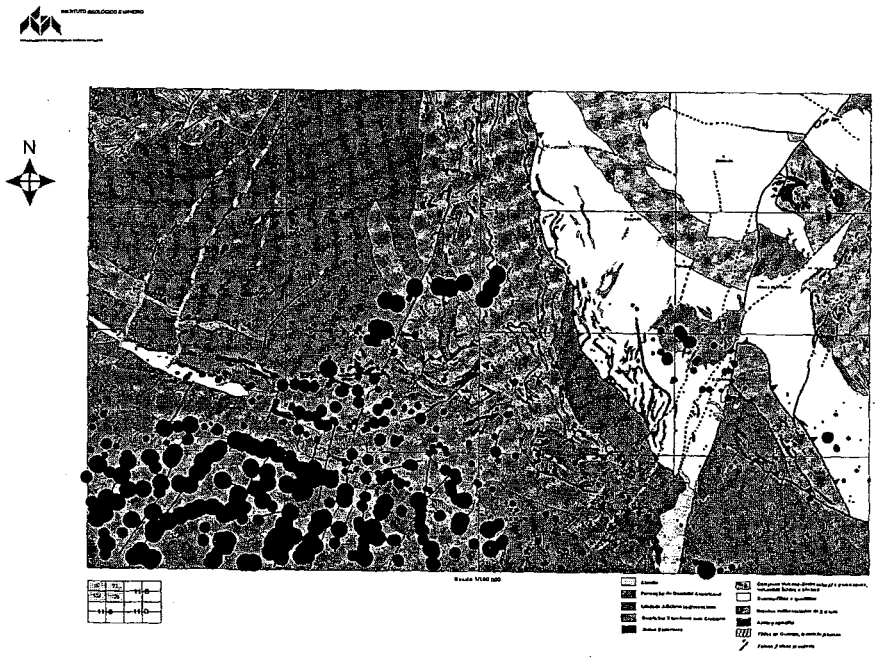


Fig.2- Mapa geoquímico à escala 1/50 000 (Folha 11-A-parte sul) sobreposta a base geológica produzida pelo Departamento de Geologia

- Empresas que aí trabalharam;
- Época em que cada empresa aí trabalhou;

- Descrição dos trabalhos realizados;
- Resumo geológico;
- Métodos analíticos utilizados no tratamento das amostras de geoquímica;
- Tipo e quantidade de amostras colhidas;
- Época de colheita.

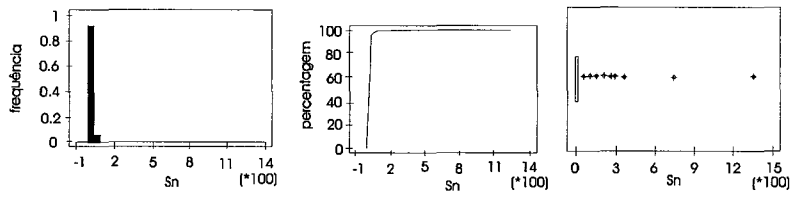


Fig. 3 –Exemplo de tratamento estatístico monovariado a apresentar na notícia explicativa, neste caso Sn em que a média deste elemento é 9.265ppm; mediana 1 ppm; moda 1 ppm; media geométrica 2.5 ppm; variância 1975 ppm; desvio padrão 44.451ppm;

Quadro 1-Matriz de correlação dos elementos objecto de estudo

	Sio2	Al2o	Fe20	Na20	K2O	TiO2	MnO	P25	Li	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Sb	Ba	La	Pb
Sio2	1.00	-.87	-.31	-.39	.02	-.04	.17	-.16	-.33	-.07	-.18	-.15	-.25	-.40	-.34	-.17	.03	.30	.48	-.03	-.07	-.21	.15	.03	-.35
Al2o	-.87	1.00	-.10	.44	-.00	.04	-.23	-.08	.58	-.29	-.19	-.20	-.11	.20	.18	.10	-.18	-.39	-.47	.25	.15	.32	-.38	-.18	.28
Fe20	-.31	-.10	1.00	-.47	.02	-.00	.09	.50	-.60	.86	.86	.88	.87	.46	.09	.26	.39	.41	.12	-.52	-.20	-.14	.63	.39	.09
Na20	-.39	.44	-.47	1.00	-.39	.02	-.09	-.19	.61	-.55	-.48	-.53	-.45	-.08	.37	-.19	-.35	-.60	-.48	.36	.20	.13	-.62	-.29	.18
K2O	.02	-.00	.02	-.39	1.00	.01	.00	-.04	-.03	.01	.01	.02	.00	-.04	-.03	-.00	.05	.05	.03	.01	-.03	.02	.04	.02	-.02
TiO2	-.04	.04	-.00	.02	.01	1.00	-.05	-.01	.04	-.03	-.03	-.03	-.02	.04	.06	.01	.02	-.01	-.04	.00	-.02	-.01	-.03	-.02	.08
MnO	.17	-.23	.09	-.09	.00	-.05	1.00	.17	-.27	.13	.13	.13	.16	.08	-.01	.02	-.03	-.10	.12	-.26	-.07	-.06	.18	.03	.07
P2O	-.16	-.08	.50	-.19	-.04	-.01	.17	1.00	-.39	.44	.44	.59	.53	.28	.16	.33	.04	.17	.15	-.38	-.12	-.04	.36	.24	.15
Li	-.33	.58	-.60	.61	-.03	.04	-.27	-.39	1.00	-.75	-.68	-.66	-.64	-.20	.18	-.10	-.23	-.50	-.51	.51	.29	.19	-.74	-.38	.09
B	.05	.00	-.09	-.02	-.03	-.01	-.09	-.07	.14	-.08	-.05	-.05	-.02	-.00	-.08	.18	.19	.01	-.11	.10	.20	.01	-.16	.00	-.11
V	-.07	-.29	.86	-.55	.01	-.03	.13	.44	-.75	1.00	.89	.87	.89	.45	-.07	.19	.42	.54	.30	-.52	-.24	-.16	.74	.45	-.01
Cr	-.18	-.19	.86	-.48	.01	-.03	.13	.44	-.68	.89	1.00	.84	.90	.45	-.04	.23	.42	.40	.24	-.52	-.20	-.13	.66	.36	.02
Co	-.15	-.20	.88	-.53	.02	-.03	.13	.59	-.66	.87	.84	1.00	.91	.43	.02	.28	.38	.50	.21	-.55	-.22	-.14	.66	.43	.05
Ni	-.25	-.11	.87	-.45	.00	-.02	.16	.53	-.64	.89	.90	.91	1.00	.57	.04	.28	.38	.37	.17	-.54	-.21	-.09	.61	.37	.11
Cu	-.40	.20	.46	-.08	-.04	.04	.08	.28	-.20	.45	.45	.43	.57	1.00	.26	.29	.18	.01	-.03	-.23	-.06	.02	.18	.13	.40
Zn	-.34	.18	.09	.37	-.03	.06	-.01	.16	.18	-.07	-.04	.02	.04	.26	1.00	.08	-.10	-.25	-.34	.03	.03	-.09	-.20	-.03	.63
As	-.17	.10	.26	-.19	-.00	.01	.02	.33	-.10	.19	.23	.28	.28	.29	.08	1.00	.14	.07	.03	-.14	.03	.08	.08	.07	.20
Sr	.03	-.18	.39	-.35	.05	.02	-.03	.04	-.23	.42	.42	.38	.38	.18	-.10	.14	1.00	.27	.10	-.19	-.05	-.14	.24	.15	-.14
Y	.30	-.39	.41	-.60	.05	-.01	-.10	.17	-.50	.54	.40	.50	.37	.01	-.25	.07	.27	1.00	.50	-.24	-.16	-.14	.56	.61	-.15
Zr	.48	-.47	.12	-.48	.03	-.04	.12	.15	-.51	.30	.24	.21	.17	-.03	-.34	.03	.10	.50	1.00	-.24	-.15	.00	.45	.34	-.13
Nb	-.03	.25	-.52	.36	.01	.00	-.26	-.38	.51	-.52	-.52	-.55	-.54	-.23	.03	-.14	-.19	-.24	-.24	1.00	.25	.10	-.49	-.29	-.04
Sn	-.07	.15	-.20	.20	-.03	-.02	-.07	-.12	.29	-.24	-.20	-.22	-.21	-.06	.03	.03	-.05	-.16	-.15	.25	1.00	.07	-.24	-.12	-.01
Sb	-.21	.32	-.14	.13	.02	-.01	-.06	-.04	.19	-.16	-.13	-.14	-.09	.02	-.09	.08	-.14	-.14	.00	.10	.07	1.00	-.16	-.11	.10
Ba	.15	-.38	.63	-.62	.04	-.03	.18	.36	-.74	.74	.66	.66	.61	.18	-.20	.08	.24	.56	.45	-.49	-.24	-.16	1.00	.47	-.08
La	.03	-.18	.39	-.29	.02	-.02	.03	.24	-.38	.45	.36	.43	.37	.13	-.03	.07	.15	.61	.34	-.29	-.12	-.11	.47	1.00	.02
Pb	-.35	.28	.09	.18	-.02	.08	.07	.15	.09	-.01	.02	.05	.11	.40	.63	.20	-.14	-.15	-.13	-.04	-.01	.10	-.08	.02	1.00

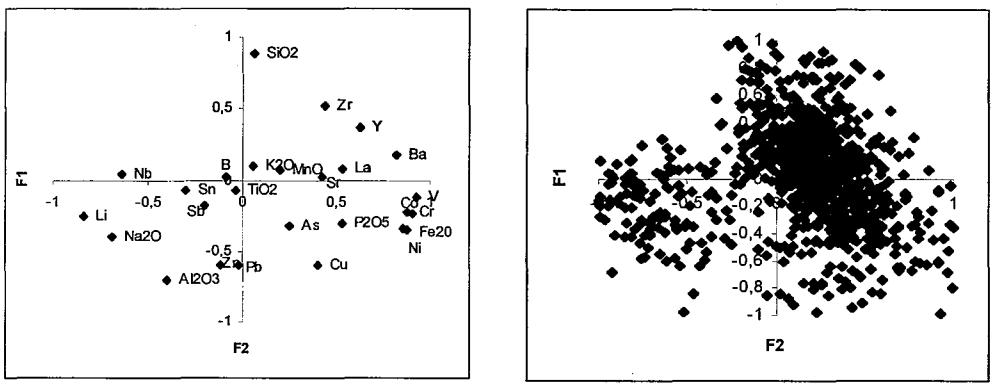


Fig. 4a e 4b–Projecção no plano factorial 1 de um conjunto de elementos objecto de tratamento nesta notícia explicativa;Projecção no plano factorial 1 do conjunto de indivíduos sujeitos a tratamento estatístico e cartográfico

Neste caso tirar-se-iam conclusões acerca de cada elemento em particular (Sn aparentemente lognormal assimétrico positivo), permitindo uma descrição da relação entre o teor do elemento e a cartografia geológica, baseada na observação da sobreposição da geoquímica com a geologia (no caso presente a merecer alguma atenção), seguindo-se a relação entre pares de elementos apresentando a matriz de correlação entre os vários elementos (Quadro 1), passando depois à relação entre grupos de elementos. Esta última ajudará a definir elementos indicadores da mineralização em que a sua relação seja evidenciada pela próximidade entre eles, e afastamento do centro do plano (fig. 4a) e a sua relação espacial em termos de indivíduos (fig. 4b).
A notícia explicativa deve ainda incluir os números das concessões antigas e alguma informação bibliográfica e localização da mesma bibliografia se esta constituir relatórios entregues ao IGM na época oportuna.
Vai ainda constar desta notícia uma breve conclusão baseada na informação existente dos vários relatórios.

CONCLUSÕES

Interessa ao Departamento de Prospecção de Minérios Metálicos do IGM preservar e controlar toda a informação, por forma a garantir um serviço público o mais eficiente possível e a possibilitar consultas e acessos rápidos a toda a informação existente, tanto a produzida através da sua própria actividade como a obtida por operadores privados.

Para isso, tenta-se coligir a informação com homogeneização de critérios de classificação e com as seguintes preocupações:

- Que os sistemas de coordenadas sejam uniformes para toda a informação;
- Que se realize o máximo de tratamento estatístico possível;
- Que a cartografia geoquímica seja exibida em formato digital e o seu fornecimento fácilmente acessível;
- Que a cartografia geoquímica seja baseada, sempre que possível, nos mesmos critérios;

Estas cartas serão o objectivo a atingir desta inventariação da informação, uma vez que as Bases de Dados em SIG só agora vão começar a ser criadas.

BIBLIOGRAFIA

- BATISTA, M.J. (1996)–"Relatório de Benlhevai-Vila Flor". *Relatório interno do IGM.*
- RODRIGUES, L. (1992) - "Normas gerais de tratamento e cartografia automática de rotina em prospecção geoquímica"- *Direcção Geral de Geologia e Minas- Serviço de Fomento Mineiro.*
- RODRIGUES, L. (1992) – "Organização e síntese da bibliografia relativa à substância: "Ouro" – *Arquivo Técnico do IGM –Porto.*
- RODRIGUES, L. (1993) – " Organização e síntese da bibliografia relativa às substâncias: antimónio, cobre, crómio, ferro, manganês e níquel" – *Arquivo Técnico do IGM –Porto*
- RODRIGUES, L. (1997) – "Organização e síntese da bibliografia organizada provisoriamente na Base de Dados, até à data de 15 de Julho de 1997"- *Arquivo Técnico do IGM –Porto.*
- RODRIGUES, L. (1998) – "Inventário da Bibliografia referente aos '*Relatórios de Actividade dos Serviços*' organizada provisoriamente na Base de Dados, até à data de 08 de Maio de 1998"- *Arquivo Técnico do IGM –Porto.*
- VARIOGRAMA ESTUDOS E PROJECTOS (1992) -"Plano para a organização da informação geológico-mineira num sistema de bases de dados, Direcção Geral de Geologia e Minas – Serviço de Fomento Mineiro"

Contribuição para a caracterização das concentrações em Terras Raras, Y, Sc, Hf e Zr nos cinco materiais geoquímicos de referência JB-3, JR-1, JG-1a, JG-2 e JG-3

FERREIRA, P.L. *

Palavras-chave: Materiais Geoquímicos de Referência, caracterização, terras raras, Y, Sc, Hf, Zr, JG-2, JG-3, JG-1a, JR-1, JB-3, ICP-AES.

Resumo: Actualmente os materiais geoquímicos de referência (MGR) possuem um papel importante nas modernas técnicas analíticas instrumentais (principalmente na calibração e controle da exactidão), pelo que a sua correcta caracterização faz aumentar o grau de confiança nos resultados experimentais obtidos. É consenso geral que os "valores recomendados" (VR) para os elementos traço apresentam, ainda, uma elevada incerteza associada. Ao analizarmos os conteúdos em terras raras (TR), Y, Sc, Hf e Zr, por ICP-AES em cinco MGR Japoneses - JG-2, JG-3, JG-1a, JR-1 e JB-3, ainda não suficientemente caracterizados, pôs-se em evidência a existência de diferenças para os VR das TR pesadas e do Y que são, igualmente, corroboradas por outros dados analíticos recentemente publicados.

Key-Words: Geochemical Reference Materials, characterisation, rare earth elements, Y, Sc, Hf, Zr, JG-2, JG-3, JG-1a, JR-1, JB-3, ICP-AES.

Abstract: At present, geochemical reference materials (GRM) are of considerable importance in modern instrumental analytical techniques (essentially in calibration and bias control); therefore, their correct geochemical characterisation allows an increase in confidence of the analytical data produced. It is of general consensus that the "reference values" (RV) for trace elements still have a significant uncertainty associated with them. The analysis of rare earth elements, Y, Sc, Hf and Zr, by ICP-AES in five Japanese GRM - JG-2, JG-3, JG-1a, JR-1 and JB-3, not yet sufficiently characterised, allowed the identification of differences in heavy rare earth and Y contents, which are also corroborated by other analytical data recently published.

1. INTRODUÇÃO

É actualmente consenso geral que, dentro do domínio das ciências da terra, o emprego de materiais geoquímicos de referência (MGR) tem um papel crucial nos esquemas analíticos adoptados pelos diferentes laboratórios a nível mundial, pelo facto de:

1) Permitirem a calibração dos instrumentos analíticos, uma vez que os MGR são mais vantajosos, relativamente às misturas sintéticas de reagentes puros, pois apresentam propriedades químicas, físicas e mecânicas que se assemelham mais às amostras a serem analisadas.

2) Serem utilizados nos esquemas de controle de qualidade analítica, para identificação de erros sistemáticos, uma vez que a análise de MGR constitui o único modo de estabelecer a exactidão de qualquer moderna técnica analítica (POTTS, 1987).

Daqui emerge o facto insufismável de que, a acompanhar esta relevância na importância dos MGR, terá de haver, tanto quanto possível, uma perfeita caracterização dos conteúdos nos diferentes elementos químicos de interesse desses MGR; incertezas na calibração, bem como nos processos de controle analítico, poderão advir do emprego de MGR com composição não totalmente defenida e que, consequentemente, conduzirão a uma perca de confiança na qualidade das análises obtidas. Se é verdade que a maior parte dos MGR se encontram bem caracterizados em termos de elementos maiores, os "valores recomendados" para os elementos traço (incluindo-se aqui as TR) apresentam, ainda, uma elevada incerteza associada (GOVINDARAJU, 1993).

Deste modo, nos últimos anos tem havido um esforço considerável no estabelecimento de métodos para estimação das composições "reais" dos MGR. Sejam eles quais forem, é necessário ter sempre em consideração, particularmente dentro do domínio da análise de rochas, que deverão existir poucos laboratórios, se é que existe algum, com possibilidade de determinar todos os constituintes desejáveis nas rochas, a todos os níveis de concentração, com a precisão e a exactidão requerida para os MGR; por outro lado verifica-se que, para um dado constituinte, os resultados apresentados por diferentes métodos analíticos raramente estão de acordo entre si. Os MGR devem, assim, ser avaliados numa perspectiva de análise colaborativa envolvendo um número elevado de laboratórios (ABBEY, 1992).

Dado que para os MGR editados pelos Serviços Geológicos do Japão (SGJ) não houve um projecto de estudo colaborativo internacional exaustivo, com data limite, a aquisição de dados analíticos, bem como a sua compilação (a última, da qual se retirou os VR para este trabalho, publicada por IMAI *et al* (1995)), tem-se processado lentamente

* Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Estrada da Portela - Zambujal, 2720 Alfragide.

fazendo com que, actualmente, os MGR dos SGJ sejam ainda considerados como mal caracterizados, fundamentalmente no que respeita às concentrações dos elementos traço e das TR. O objectivo deste trabalho é, assim, o de contribuir com mais dados analíticos para uma melhor caracterização dos seguintes MGR: JR-1 (riólito), JB-3 (basalto), JG-2 (granito) JG-1a e JG-3 (granodioritos).

2. METODOLOGIA ANALÍTICA

A metodologia analítica adoptada pelo Laboratório do Departamento de Geologia do IGM para a determinação das TR, Y, Sc, Hf e Zr em rochas silicatadas é a desenvolvida por WATKINS & NOLAN (1992). A preparação da amostra baseia-se numa solubilização por fusão, a que é acoplado um processo de pré-concentração das TR através da separação por troca iónica, que simultâneamente elimina os elementos interferentes. As soluções finais são, subsequentemente, analisadas por ICP-AES.

2.1. Dissolução da Amostra

Uma toma de 0.5000g de amostra de granularidade inferior a 75 μm é bem misturada com 1.500g de $LiBO_2$ num cadinho de platina sendo fundida numa mufla a 1000° C, durante 30 minutos. Após arrefecimento, o cadinho é imergido num copo de vidro contendo 70 ml de HCl 2M e 40 ml de água desionizada e bi-destilada e agitado magneticamente até o disco fundido se encontrar totalmente dissolvido.

2.2. Separação por Troca Iónica

Em cada coluna de cromatografia é introduzido cerca de 30 cm^3 da resina Bio-Rad AG50W-X8 (200-400 mesh). Por ela se fazem passar um conjunto de soluções, cuja finalidade é isolar e pré-concentrar as TR. O processo de separação é realizado da seguinte maneira:

A. Correr 100 ml de uma solução HCl 1.75 M, para ajuste de pH da coluna.
B. Correr a solução-amostra.
C. Correr 200 ml de uma solução HCl 1.75 M, seguido por 200 ml de uma solução HNO_3 1.75 M, para eliminação dos elementos não desejáveis.
D. Correr 100 ml de uma solução HNO_3 6M, contendo 0.063g de ácido oxálico di-hidratado, seguido por 100 ml de uma solução HNO_3 8M, para arraste das TR, Y, Sc, Hf e Zr.
E. Correr 50 ml de uma solução HNO_3 8M, seguido de imediato por 250 ml de água, para limpeza da resina.

2.3. Preparação Final da Amostra

As soluções contendo as TR, Y, Sc, Hf e Zr (as resultantes de D.) são filtradas (através de um papel de filtro Whatman nº 40) e evaporadas lenta e cuidadosamente à secura. O resíduo resultante é, imediatamente antes da análise por ICP, dissolvido em 5.0 ml de uma solução HNO_3 1.5 M.

3. CONDIÇÕES INSTRUMENTAIS

Todas as determinações foram realizadas nas instalações do Departamento de Geologia do Imperial College (Londres), através de um espectrómetro de emissão por plasma (ICP-AES) ARL 3580B e todos os elementos foram determinados simultâneamente. Os comprimentos de onda (C.O.) utilizados, bem como os respectivos limites de detecção (L.D.) obtidos, são dados na Tabela 1.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados obtidos para os MGR JR-1, JB-3, JG-1a, JG-2 e JG-3 encontram-se referidos na Tabela 2, e resultam da média das concentrações determinadas em duas tomas independentes. Para uma mais fácil visualização das diferenças em TR para os "valores recomendados", estes bem como os resultados experimentais obtidos são normalizados relativamente aos condritos e ilustrados na Figura 1.

Verifica-se, assim, existir uma boa concordância entre os valores experimentais observados (VO) e os VR para as concentrações de TR leves, em que os erros relativos (ER) máximos não ultrapassam os 9%. Por outro lado, a Figura 1

Elemento	C.O. (nm)	L.D. (µg/g)
La	398.852	0.3
Ce	418.660	0.5
Pr	422.293	0.3
Nd	430.358	0.5
Sm	359.260	0.06
Eu	381.967	0.02
Gd	335.047	0.06
Dy	353.170	0.03
Ho	345.600	0.03
Er	390.631	0.02
Yb	328.937	0.02
Lu	261.542	0.01
Y	371.030	0.5
Sc	361.384	0.2
Hf	277.336	0.2
Zr	339.200	0.15

Tabela 1. Comprimentos de onda usados e respectivos limites de detecção.

evidência diferenças significativas para os elementos Gd, Dy, Ho, Er e Yb. A Tabela 3 mostra os ER para os VR, dando ênfase às discrepâncias para as concentrações de Ho e Er.

É igualmente significativo o facto de os VO serem sempre superiores aos VR, evidenciando-se o carácter sistemático dos erros.

A questão que se coloca é a de saber se esses erros estão associados aos resultados experimentais obtidos ou aos valores recomendados pelos SGJ. Apesar de a maior probabilidade ser a de os erros se repartirem por ambos, referem-se a seguir argumentos abonatórios para a necessidade de uma melhor definição dos VR para os elementos Gd, Dy, Ho, Er e Yb:

A) As pequenas, mas sistemáticas, diferenças nas propriedades químicas das TR (decréscimo progressivo nos raios iónicos das TR leves para as pesadas e o facto de apresentarem o mesmo estado de oxidação (3+), com excepção do Ce e Eu) leva a que os respectivos valores nas rochas quando normalizadas relativamente aos condritos originem perfis "regulares" (com possíveis irregularidades resultantes das anomalias de Ce e Eu). No caso dos MGR sob estudo os perfis resultantes mostram algumas "irregularidades" nas TR pesadas.

B) Põe-se em evidência que as maiores "irregularidades" desses perfis correspondem aos elementos para os quais se obtiveram os maiores ER.

C) Conjuntamente com estes MGR foram analizados os padrões NIM-G e WS-E, actualmente considerados bem caracterizados no que respeira às TR; os resultados experimentais por nós obtidos revelam uma excelente concordância com os respectivos VR, com ER sempre inferiores a 7%.

D) A precisão global estimada (considerando os diagramas de THOMPSON & HOWARTH (1978)) para as determinações efectuadas em todos os duplicados destes MGR apresenta valores entre 2 e 5%, o que se pode considerar muito bom.

E) Os últimos dados analíticos publicados para os MGR dos SGJ, através de técnicas analíticas bem estabelecidas, mostram também diferenças idênticas àquelas por nós obtidas (STIX *et al*, 1996; BARRAT *et al*, 1996).

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	Sc	Hf	Zr
JG-2 (VR)	19.9	48.3	6.2	26.4	7.78	0.10	8.01	10.50	1.67	6.04	6.85	1.22	86.5	2.42	4.73	97.6
JG-2 (VO)	20.0	49.5	6.0	25.5	8.23	0.11	9.65	12.17	2.62	8.32	8.32	1.24	78.2	2.31	4.75	103.2
JR-1 (VR)	19.7	47.2	5.6	23.3	6.03	0.30	5.06	5.69	1.11	3.61	4.55	0.71	45.1	5.07	4.51	99.9
JR-1 (VO)	19.6	47.4	5.5	23.2	5.78	0.29	5.68	6.22	1.32	4.19	4.66	0.71	39.2	5.08	4.48	93.3
JG-1a (VR)	21.3	45.0	5.6	20.4	4.53	0.70	4.08	4.44	0.82	2.57	2.70	0.44	32.1	6.21	3.59	118
JG-1a (VO)	23.0	48.2	5.5	20.1	4.73	0.69	4.59	4.79	1.01	3.14	3.01	0.46	28.2	6.01	2.63	106
JG-3 (VR)	20.6	40.3	4.7	17.2	3.39	0.90	2.92	2.59	0.38	1.52	1.77	0.26	17.3	8.76	4.29	144
JG-3 (VO)	21.1	42.1	4.3	16.8	3.32	0.86	3.01	2.69	0.56	1.71	1.76	0.29	15.4	8.59	4.39	175
JB-3 (VR)	8.8	21.5	3.1	15.6	4.27	1.32	4.67	4.54	0.80	2.49	2.55	0.39	26.9	33.8	2.67	97.8
JB-3 (VO)	8.6	21.4	3.0	15.4	4.29	1.31	4.61	4.46	0.92	2.73	2.46	0.37	23.6	33.0	2.50	89.0

Tabela 2. Concentrações das TR, Y, Sc, Hf e Zr obtidas (VO) para os MGR dos SGJ, e comparação com os respectivos valores recomendados (IMAI *et al*, 1995).

Relativamente às concentrações de Y, Sc, Hf e Zr verifica-se o seguinte:

1) Para o Sc e Hf, os VO são praticamente iguais aos VR (excepção feita para o Hf do JG-1a).

2) As concentrações obtidas para o Y são sistematicamente inferiores aos respectivos VR; a verdade é que muitos outros resultados analíticos publicados também evidenciam esta mesma diferença, podendo indenciar que os VR estão sobre-estimados (em cerca de 10%).

3) Os VO para o Zr são, em alguns casos, relativamente diferentes dos VR (chegando a obter-se ER de 22% para o JG-3); no entanto, a existência conjunta de erros absolutos negativos e positivos sugere a ausência de erros sistemáticos.

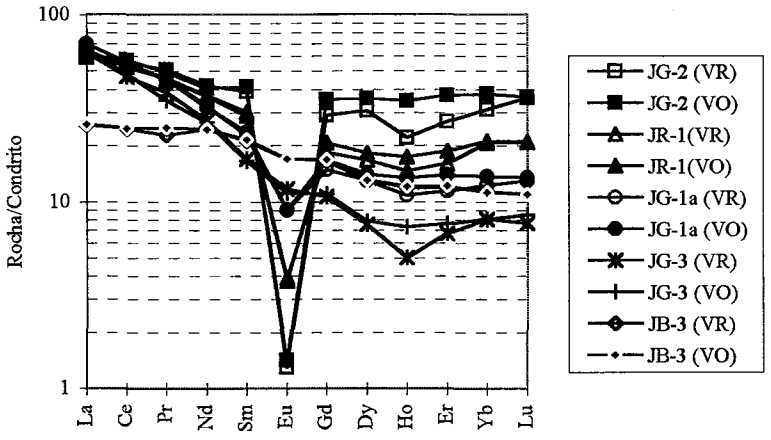


Figura 1. Projecção dos valores obtidos e recomendados normalizados relativamente aos condritos.

	Gd	Dy	Ho	Er	Yb
JG-2	20.5	15.9	56.8	37.8	21.5
JR-1	12.3	9.3	19.0	16.1	2.4
JG-1a	12.4	8.0	23.4	22.0	11.5
JG-3	3.2	3.7	46.2	12.3	-0.4
JB-3	-1.3	-1.7	14.5	9.6	-3.4

Tabela 3. Erros relativos em percentagem ({VO-VR}/VR×100) obtidos para as TR pesadas.

5. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos para as TR, Y, Sc, Hf e Zr na análise dos MGR JG-2, JR-1, JG-1a, JG-3 e JB-3 mostram uma excelente concordância nas concentrações de TR leves, Sc e Hf, comparativamente aos respectivos VR; por outro lado, ER mais ou menos significativos são postos em evidência para os elementos Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Y e que foram corroborados, igualmente, por outros dados analíticos recentes obtidos por técnicas analíticas bem estabelecidas. Deste modo, dá-se ênfase à necessidade de obtenção de mais dados analíticos para estes elementos e alerta-se para uma certa precaução que terá de existir no emprego destes MGR sempre que se pretenda analizar este elementos nas rochas silicatadas.

AGRADECIMENTOS

A Peter Watkins e Jack Nolan (Departamento de Geologia do Imperial College) os meus enormes e sinceros agradecimentos por todos os ensinamentos transmitidos por estes dois excelentes professores. A G. Ragg e B. Coles, da mesma instituição, agradeço o apoio analítico prestado.

BIBLIOGRAFIA

ABBEY, S. (1992) - Evaluation and application of reference materials for the analysis of rocks and minerals. *Chem. Geol.*, 95, pp 123-130.

BARRAT, J.A., KELLER, F. &AMOSSÉ, J. (1996) - Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. Geostan. News., 20, nº1, pp 133-139.

GOVINDARAJU, K. (1993) - Geostandards: preparation, sources and evaluation. In Analysis of Geological Materials. *Marcel Dekker*. New York. 463p.

IMAI, N., TERASHIMA, S., ITOH, S. & ANDO, A. (1995) - 1994 compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "igneous rock series". *Geostan. News.*, 19, nº2, pp 135-213.

POTTS, P.J. (1987) - A Handbook os Silicate Rock Analysis. *Blackie*. London. 622p.

STIX, J., GORTON, M.P. & FONTAINE, E. (1996) - Major and trace element analysis of fifteen Japanese igneous reference rocks by XRFS and INAA. Geostan. News., 20, nº1, pp 87-94.

THOMPSON, M. & HOWARTH, R.J. (1978) - A new approach to the estimation of analytical precisison. *J. Geochem. Explor.*, 9, pp. 23-30.

WATKINS, P. J. & NOLAN, J. (1992) - Determination of rare-earth elements, yttrium, scandium and hafnium using cation-exchange separation and inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry. *Chem. Geol.*, 95, pp 131-139.

Modelo tectónico da implantação do Complexo Eruptivo de Nisa (Alto Alentejo – Portugal)

L.G. PEREIRA*, A. B. A. CAMPOS**, M. L. RIBEIRO***, A. R. SOLÁ*** & M. MOREIRA****

Palavras-chave: Tectónica; granitos; "pull-apart"; Nisa.

Resumo: O Complexo Eruptivo de Nisa é visto aqui como um corpo intrusivo que aproveitou um mecanismo de "pull-apart" relacionado com as últimas deformações regionais hercínicas

Key words: Tectonic; granites; pull-a-part; Nisa.

Abstract: The Nisa Eruptive Complex is interpreted as a igneous intrusive corp installed by a pull-apart mecanism related to the last Hercynien regional deformation.

INTRODUÇÃO

O Complexo eruptivo de Nisa (CEN), designação recente (RIBEIRO, *et al.*,1995) proposta para o complexo granítico de Nisa, tem merecido a atenção de muitos geólogos que de uma forma ou de outra salientaram as suas características e particularidades. Veja-se alguma dessa bibliografia em CAMPOS & PEREIRA (1991) e SOLÁ *et al.*(1997). Este complexo estende-se para Espanha até Albuquerque (TEIXEIRA & FIGUEIROLA, 1975).

Um problema que não tem sido abordado é o da sua intrusão, não se conhecendo nenhuma tentativa de explicação do mecanismo tectono-estrutural que tenha permitido a sua implantação. Na parte espanhola alguns estudos (SANDERSON *et al.*,1990 e CAMPOS & PLATA, 1990), apontam para as características pós-implantação, dando conta de alguns pormenores e interpretações geofísicas do seu enraizamento.

A cartografia do CEN e as relações entre os corpos ígneos que o compõem foram estudados procurando-se uma interpretação por um lado para a sua arquitectura e fracturação e por outro, maior detalhe na cartografia das suas fácies (CAMPOS & PEREIRA, 1991; MOREIRA, 1994). Ficaram por abordar algumas relações temporais entre as suas fácies e o modelo da sua implantação. Recentemente SOLÁ *et al.*, (1997), ao abordarem as relações geoquímicas e magnéticas nas fácies do CEN, puseram em evidência o sentido da diferenciação das diversas fácies mostrando também que o alinhamento interno estava mais deformado e de acordo com a direcção de contacto.

A cartografia geoquímica, os dados geofísicos e a fracturação do CEN revelaram aspectos muito concordantes que mostraram a necessidade de um estudo mais detalhado que conduzisse a um modelo que configurasse a implantação deste complexo.

ENQUADRAMENTO REGIONAL

O CEN mostra, em Portugal, uma forma em arco, com um prolongamento, a Nordeste, para Espanha, quase rectilíneo, enquanto a Sudoeste não alcança Alter do Chão mas parece prolongar-se na direcção de Abrantes, para Noroeste (Fig.1). Desenvolve, assim, um sigmóide em S com um corpo central mais espesso e com direcção N35E enquanto os ramos terminais parecem alongar-se respectivamente para Sudeste e Noroeste, ambos numa direcção média N 55 - 60 W.

Enquanto o ramo nordeste intrue em terrenos tipicamente definidos como pertencentes à Zona Centro Ibérica (ZCI), o ramo sudoeste está instalado em terrenos já da Zona de Ossa-Morena (ZOM). Deste modo o CEN mostra as suas terminações sigmóidais tanto na ZCI como na ZOM, enquanto o seu corpo central atravessa indistintamente terrenos e estruturas destas duas zonas e a sua zona de sutura. Estas mesmas terminações estão instaladas paralelamente a importantes corredores de cisalhamento N55 - 60W enquanto o seu corpo atravessa e sela todas as zonas de cisalhamento intermédias, em especial a zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Cordoba (ZCTBC), (Fig.2).

* Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra e Centro de Geociências da Universidade de Coimbra. 3000 Coimbra
** ENU, SA. 6050 Nisa
*** Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Estrada da Portela, Zambujal, 2720 Alfragide
**** Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa. Rua da Escola Politécnica, 58, 1250 Lisboa.

O CEN metamorfisa todo o encaixante, corta e sela todos os corredores de cisalhamento o que mostra que a sua intrusão se processou na parte final da 3ª fase de deformação hercínica, à qual se ajusta bem a idade média de 295 ± 5 Ma (pelo método K-Ar) das suas moscovites e biotites (trabalho em preparação).

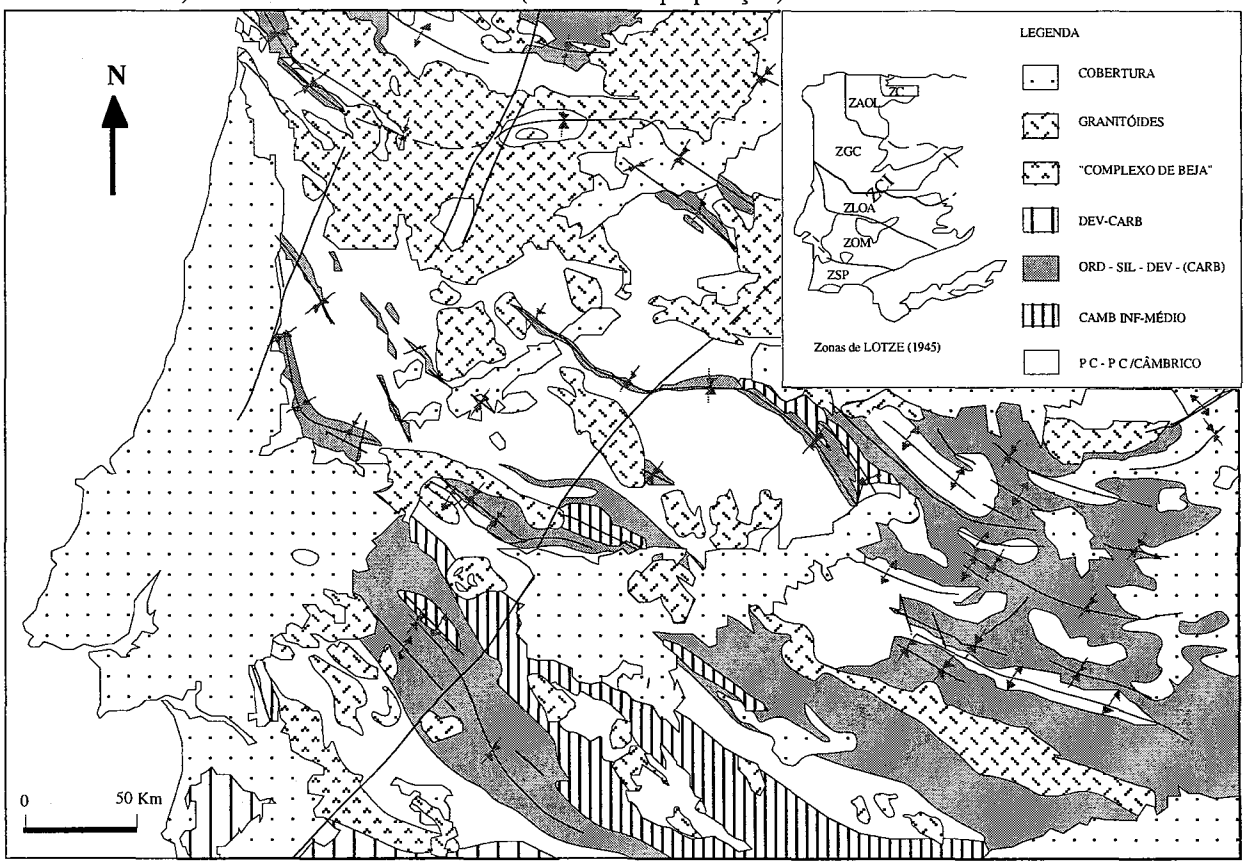


Fig.1 - Sector central do Maciço Hespérico

DESENVOLVIMENTO DO MODELO

Quando se pretende compreender a forma e as particularidades das relações tectono-estruturais do CEN com o encaixante, há que ter em conta a estruturação do soco Hercínico em que se enquadra (Figs. 1 e 2).

A estruturação hercínica mostra a importância das zonas de cisalhamento N80E, esquerdas, e todo o desenvolvimento de tipo Riedel que produzem (PEREIRA, 1987). Esta deformação cisalhante esquerda resulta de uma compressão regional geral N35E a que se associam longas fracturas de tracção que atravessam o Maciço Hespérico (Falha da Messejana e Falha do Rio Sôr).

O bordo cratonizado da região Sul da ZCI encontra-se mais penetrado pela influência dos cisalhamentos Riedel N10W, direitos, e conjugados de N80E, enquanto que o bordo Norte da ZOM se apresenta mais afectado pelo empilhamento de grandes estruturas sigmóidais NW-SE, estiradas por cisalhamentos N85W, esquerdos, igualmente conjugados de N80E. Grandes dobramentos em anticlinório (exemplo de Monastério) associam-se a grandes estruturas sinclinoriais muito apertadas que parecem absorver bem a maior percentagem de deformação por estiramento no limite das ZCI e ZOM.

Permanece visível nestas grandes estruturas sigmóidais NW-SE toda a deformação por compressão oblíqua, rodando a direcção de NE até E-W, o que marca a evolução da 1ª à 3ª fases de deformação hercínica.

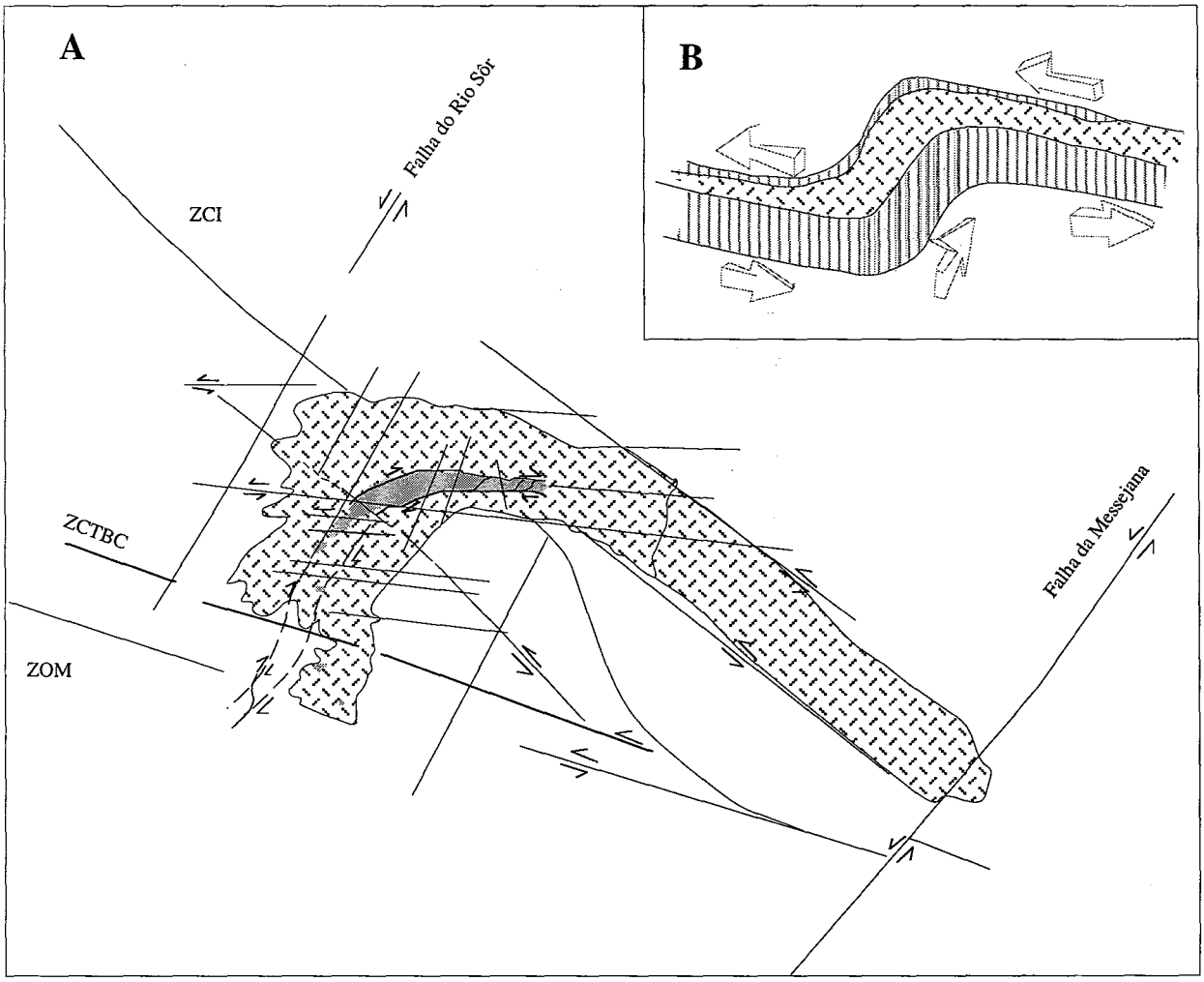


Fig.2, **A** - Esboço tectono - estrutural da região encaixante do CEN. **B** - Modelo de "pull - apart" do CEN

É nesta última fase de deformação que parecem ficar activos os corredores de cisalhamento, esquerdos, N55-60W, que se acomodam às direcções gerais dos dobramentos cortando ou ajustando as estruturas.

Esta deformação extrema que tipifica a 3ª fase de deformação hercínica está bem visível no encaixante do sector norte da ZOM que funciona como um sector móvel capaz de absorver a maior quantidade de deformação. O bordo sul da ZCI, mais rígido, (talvez por ter um soco mais espesso e profundo) serve, ao contrário, de contraforte à fluência do estiramento no bordo norte da ZOM.

Por isso mesmo, estancada a deformação a norte, o bordo sul dos corredores de cisalhamento esquerdos, N55-60W, ficam mais capazes de se "soltarem" do bordo norte se um conjunto de fracturas profundas o permitir. A fracturação profunda N35E, tractiva, associada a fracturas N80E, igualmente tractivas na última fase e desenvolvidas nos corredores de cisalhamento esquerdos, N55-60E, podem ser a "malha" que une os ressaltos dos cisalhamentos.

É natural que se desenvolvam ressaltos esquerdos entre estes corredores de cisalhamento esquerdos, de tal modo que entre o limite norte do Paleozóico, que desde Castelo de Vide e Marvão (Serra de S.Mamede) se prolonga para Espanha, se possa "saltar" para o corredor que desde Alter do Chão se prolonga até Abrantes -Constância.

Pela integração de algumas fracturas de tracção paralelas à falha de Castelo de Vide desenvolve-se um sigmóide que, sendo esquerdo e unindo os dois cisalhamentos, desenvolve um esforço transtensivo, que dá origem a fractura profunda em regime de "pull-apart". Esta fractura permite a intrusão do CEN não só nesse sector como no ramo "descolado" a norte, com direcção N55-60W que se prolonga para Espanha, e no ramo "descolado" a Sul, com a mesma direcção, e que passa pelo afloramento de S.Facundo.

Esta fractura em flexura, que dá origem ao "pull-apart", está centrada onde aflora o granito de Alpalhão-Gáfete, desde a Aldeia da Mata até Quareleiros (Fig.2-B).

DISCUSSÃO

Este modelo permite integrar os dados de campo e dá uma justificação coerente para a simetria do CEN. Do mesmo modo a zona central correspondente à zona mais larga do "pull-apart" parece corresponder à zona mais profunda e enraizada do CEN, enquanto a parte oriental corresponderá a uma zona de fácies mais diferenciadas.

Os dados tectono-estruturais de campo mostram que o bordo externo das fácies internas está mais afectado por deformação em "échelon", ainda no domínio plástico, na bordadura com a fácies grosseira e não deformada do granito de Nisa. Esta deformação, poderá dever-se a uma reaproximação dos blocos "despregados", com ligeira movimentação relativa do bloco sul contra o bloco norte, num movimento compressivo, oblíquo, com pequeno deslizamento e ajuste no sentido contrário ao dos ponteiros do relógio. O movimento relativo, direito, de aproximação, deslizamento e fecho, pode acomodar os dois blocos numa fase final de consolidação magmática ainda a quente, o que se verifica através da orientação do fluxo magnético e orientação das biotites. Esta movimentação e rotação pode estar associada à actividade ou movimentação esquerda da falha da Messejana que vai condicionar o bloco entre esta e a falha do Rio Sôr. Desenvolve-se assim um conjunto de fracturas que não só condicionam aquele bloco como a arquitectura do CEN que nos estádios finais da cristalização magmática revela um forte condicionamento tectono-estrutural (CAMPOS & PEREIRA, 1991) e a distribuição dos elementos químicos salientada pela sua cartografia geoquímica (SOLÁ *et al.*, 1998, neste volume).

BIBLIOGRAFIA

CAMPOS, A. B. A. & PEREIRA, L. C. G. (1991). - A arquitectura e a fracturação no granito de Nisa (Alto Alentejo-Portugal). Memórias e Notícias, *Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, Coimbra, n°112: pp. 121-133.

CAMPOS, R. & PLATA, J. L. (1990) - Development of new multidisciplinary tecnics for minerals exploration in several areas of the western Iberia Peninsula.. Final Report Ch. 7 - Gravity Survey. *IPGE (Madrid), University of Southampton (U.K).* Spain.

MOREIRA, A. (1994). - Reconhecimento geológico, estrutural, petrográfico e geoquímico dos granitos de Alpalhão, Gáfete e Quareleiros. (Alto Alentejo). Estudos Notas e Trabalhos, *I.G.M.*, t36, pp. 103-117. Porto.

PEREIRA, L. C .G. (1987) - Tipologia e evolução entre a ZCI e a ZOM, nos sector entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos. Tese. *Universidade de Coimbra.*

RIBEIRO, M. L.; MOREIRA, A.; MOREIRA, M.E.; MOREIRA, M.; FERREIRA, P. & TORRES, L. (1995).Geoquímica das fácies internas do complexo eruptivo de Nisa (NE Alentejo).IV Cong. Nac. Geol. Mem. n° 4. *Univ. Porto - Fac, Ciên. Mus. Lab. Min. Geol.*, Porto, pp. 801-804.

SANDERSON, D. J. ; ROBERT, S.; GUMIEL, P. & MCGOWAN, J. (1990) - Development of new multidisciplinary tecnics for minerals exploration in several areas of the western Iberia Peninsula. Final Report CH. 2 - Structural setting of the La Codosera Area. *IPGE (Madrid), University of Southampton (U.K).* Spain.

SOLÁ, A. R. ; MOREIRA, M.; MOREIRA, M.E. & RIBEIRO, M.L. (1997). Relações geoquímicas e magnéticas nas fácies do Complexo Eruptivo de Nisa (NE Alentejo) - I Congresso Ibérico de Geoquímica, Sória.CEDEX editor; *Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas.* Espanha. pp. 28-35.

SOLÁ, A. R. ; RIBEIRO, M.L; MOREIRA, M.E. & MOREIRA, M. (1998, neste volume) - Complexo Eruptivo de Nisa - Cartografia geoquímica e mecanismo de implantação.

TEIXEIRA, C. & FIGUEROLA, L. C. G. (1975) - Carte Géologique du Nord Ouest de la Péninsule Ibérique. (Hercynien et Anté-Hercynien). Échelle 1:500.000. Folha Sul. *Departamento de Petrologia e Geoquímica da Universidade de Salamanca,* Spain.

Nota prévia sobre a aplicação da geoestatística à distribuição espacial das concentrações elementares no Complexo Eruptivo de Nisa

A. G. LUÍS[*], P. L. FERREIRA[**], A. R. SOLÁ[**], M. L. RIBEIRO[**] & A. J .SOUSA[***]

Palavras-chave: cartografia geoquímica; geoestatística; variografia; estimação; variáveis regionalizadas; "erros"

Resumo: A aplicação do formalismo da geoestastística – variografia e estimação por krigagem – à distribuição espacial dos dados analíticos obtidos para um conjunto de amostras do Complexo Eruptivo de Nisa, serviu de base à construção de mapas de contorno de alguns elementos (Rb, Zr, SiO_2, Fe_2O_3). A comparação da cartografia obtida com a realizada por outros métodos permitiu identificar algumas diferenças significativas originadas, fundamentalmente, pelo processo de estimação utilizado. Estas dissemelhanças alertam para a necessidade futura de estabelecer critérios de avaliação do rigor e da precisão das cartografias obtidas a partir de amostragens pontuais.

Keywords: geochemical mapping; geostatistics; variography; estimation; regionalized variables; "errors"

Abstract: The application of formal geoestatistics – variography, and estimation by kriging – to the spatial distribution of analytical data obtained for a group of samples in the Nisa Eruptive Complex, is the basis for the elaboration of contour maps for Rb, Zr, SiO_2, Fe_2O_3. Comparison of these maps with the geological mapping carried out by other methods, allowed the identification of some significant differences which have originated from the estimation method used. The dissimilarities indicate the necessity, in future, to establish evaluation criteria for the strictness and precision of mapping by rock sampling.

1. INTRODUÇÃO

No âmbito das Ciências da Terra, e especificamente na área da geoquímica, um dos objectivos principais é o de caracterizar a composição de um determinado domínio geológico (um maciço ígneo, uma formação sedimentar, etc.). Este objectivo é parafraseado por GOLDSCHMIDT (1954) como *"...determinar quantitativamente a composição da Terra e das suas partes..."*. Daqui resulta um problema comum a todos os geoquímicos: como fazê-lo? A impossibilidade de caracterizar exaustiva e completamente um subsistema geológico conduz a que a aquisição da informação seja realizada através de amostragem pontual, que se supõe ser representativa do subsistema em estudo. Torna-se assim evidente, a necessidade subsequente de adoptar uma metodologia que possibilite a extrapolação desta informação para todo o domínio. Com a evolução dos tempos e das tecnologias informáticas verifica-se que as metodologias ao dispor do geoquímico são bastante numerosas e diversificadas, o que à partida levanta uma outra questão: a aplicação das diferentes metodologias conduzirá à obtenção de resultados significativamente distintos?

Na terminologia de G. MATHERON (1970), as Variáveis Regionalizadas (V.R.) têm a particularidade de apresentarem um duplo aspecto: por um lado uma estrutura espacial que reflecte as ligações existentes entre cada ponto no espaço, e por outro, uma variação aleatória que se reflecte na variação imprevisível de ponto para ponto. Este duplo aspecto evidenciado pelas V.R. admite que cada variável pode ser considerada como uma realização particular de uma função aleatória. A classificação das variáveis geoquímicas como V.R. possibilita utilizar o formalismo por este desenvolvido (geoestatística) para as estimar em todos os pontos de um determinado domínio, a partir dos valores por estas assumidos em alguns pontos pertencentes a esse domínio (PEREIRA, 1979).

É objectivo deste trabalho aplicar métodos geoestatísticos às concentrações de diferentes elementos obtidos pela análise química da amostragem realizada no Complexo Eruptivo de Nisa (CEN), para obtenção de mapas de distribuição geoquímica dos elementos analisados. Posteriormente será efectuada a comparação com a cartografia geoquímica realizada por SOLÁ *et al* (1998, neste volume) que foi baseada em métodos "expeditos", considerando a meia distância entre os pontos amostrados.

2. METODOLOGIA

A metodologia de amostragem, bem como a visualização espacial dos locais amostrados dentro do CEN podem ser observados no trabalho de SOLÁ *et al* (1998, neste volume). Na amostragem foram recolhidas 260 amostras, abrangendo cinco fácies graníticas distintas: Nisa, Gáfete, Alpalhão, Quareleiros e A. Mata. Neste trabalho decidiu-se considerar somente os dados analíticos referentes às duas primeiras fácies pelas seguintes razões: 1) as fácies de Alpalhão,

[*] Instituto Geológico e Mineiro, Centro de Informação Científica e Técnica, Estrada da Portela, Zambujal, 2720 Alfragide.
[**] Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Estrada da Portela, Zambujal, 2720 Alfragide.
[***] Instituto Superior Técnico, Centro de Valorização de Recursos Minerais, Av. Rovisco Pais, 1096, Lisboa codex.

Quareleiros e A. Mata, apresentam uma expressão cartográfica pouco representativa quando comparada com a área total do CEN; 2) o número de amostras recolhidas nas referidas fácies é baixo para uma abordagem deste tipo; 3) existem diferenças composicionais significativas entre estas fácies e as de Nisa e Gáfete, o que pressupõe a necessidade de as tratar separadamente; 4) apesar do referido nos pontos anteriores, foram calculados os variogramas com a totalidade das fácies que evidenciaram um comportamento em patamar próximo da variância à priori (σ).

Em relação ao tratamento geoestatístico a efectuar sobre as fácies de Nisa e Gáfete interessa verificar até que ponto podem estas ser consideradas como pertencentes a um domínio estruturalmente homogéneo para as variáveis em análise, uma vez que o formalismo inerente à geoestatística assim o exige.

A aplicação da metodologia para a caracterização das variáveis e respectiva estimação, foi efectuada através dos seguintes passos: 1) análise dos estatísticos unidimensionais; 2) realização dos variogramas experimentais; 3) ajuste dos modelos de variogramas teóricos; 4) avaliação do modelo teórico através do Teste do Ponto Fictício; 5) estimação das variáveis por krigagem; 6) construção de mapas de contorno das variáveis à custa dos valores estimados.

3. RESULTADOS

Os principais estatísticos unidimensionais das fácies de Nisa e Gáfete estão sintetizados nos diagramas de extremos-e-quartis da Fig. 1.

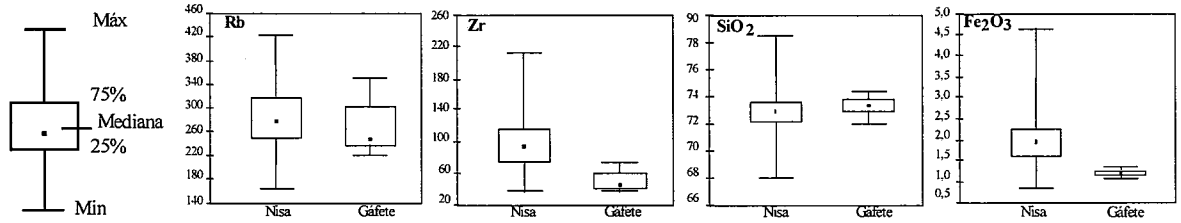


Fig. 1 – Diagramas de extremos-e-quartis para as variáveis Rb, Zr, SiO_2 e Fe_2O_3.

Toda a fase de cálculo e ajustamento dos variogramas foi realizada, de forma semi-automática, através dos módulos VAR3D e MODVAR do sistema RESMIN (SOUSA *et al* 1990). Com vista a encontrar as direcções principais das variáveis (onde existe maior continuidade dos fenómenos) procedeu-se a um estudo que englobou uma análise pormenorizada dos variogramas para direcções espaçadas de 10 em 10°. Este estudo permitiu concluir que as variáveis em análise podem ser modelizadas através de funções teóricas do tipo esférico, com uma primeira estrutura (efeito de pepita) diferente de zero. Pretendendo-se analisar a homogeneidade das características estruturais nos domínios de Nisa e Gáfete calcularam-se os variogramas considerando, por um lado, os dados analíticos conjuntos destas fácies, e por outro, somente os dados de Nisa. Na Fig. 3, podem observar-se, para o Rb, as semelhanças dos andamentos dos variogramas, verificando-se existir inclusivamente uma melhoria junto à origem (efeito de pepita mais baixo) quando considerados os dados conjuntos. Estas constatações foram também observadas para as variáveis Fe_2O_3, SiO_2 e Zr, pelo que na mesma figura se ilustram os variogramas obtidos para estes elementos, calculados a partir dos dados conjuntos de Nisa e Gáfete.

Para avaliar os parâmetros dos modelos teóricos representados na Fig. 3, aplicou-se o Teste do Ponto Fictício, que consiste na comparação entre os valores amostrados e os valores estimados. Na aplicação deste teste procede-se à eliminação fictícia do valor de uma dada amostra do conjunto de amostragem, sendo o seu valor estimado à custa dos valores das amostras vizinhas (com a aplicação do modelo que se pretende testar) assumindo, assim, que aquela localização especifica nunca foi amostrada. A aplicação deste teste permite calcular o erro médio (e.m.) e o erro relativo quadrático médio (e.r.q.m.) cometidos na estimação de cada variável; o e.m. e o e.r.q.m. obtidos para cada variável foram respectivamente: 0.031 e 1.019 para o Fe_2O_3; 0.030 e 0.997 para o Zr; 0.006 e 1.16 para o SiO_2 e 0.002 e 1.12 para o Rb.

A estimação das variáveis em análise foi efectuada através do módulo KRIG3D do sistema RESMIN, utilizando os parâmetros fornecidos pela variografia, encontrando-se representados na Fig. 2, os resultantes mapas geoquímicos.

4. DISCUSSÃO

No que respeita à homogeneidade estrutural das diferentes fácies do CEN, os dados estatísticos unidimensionais e, principalmente, os comportamentos dos variogramas evidenciam uma semelhança entre Nisa e Gáfete e uma diferença significativa entre estas e as restantes fácies do CEN (não se obtendo qualquer estrutura quando consideradas todas as fácies).

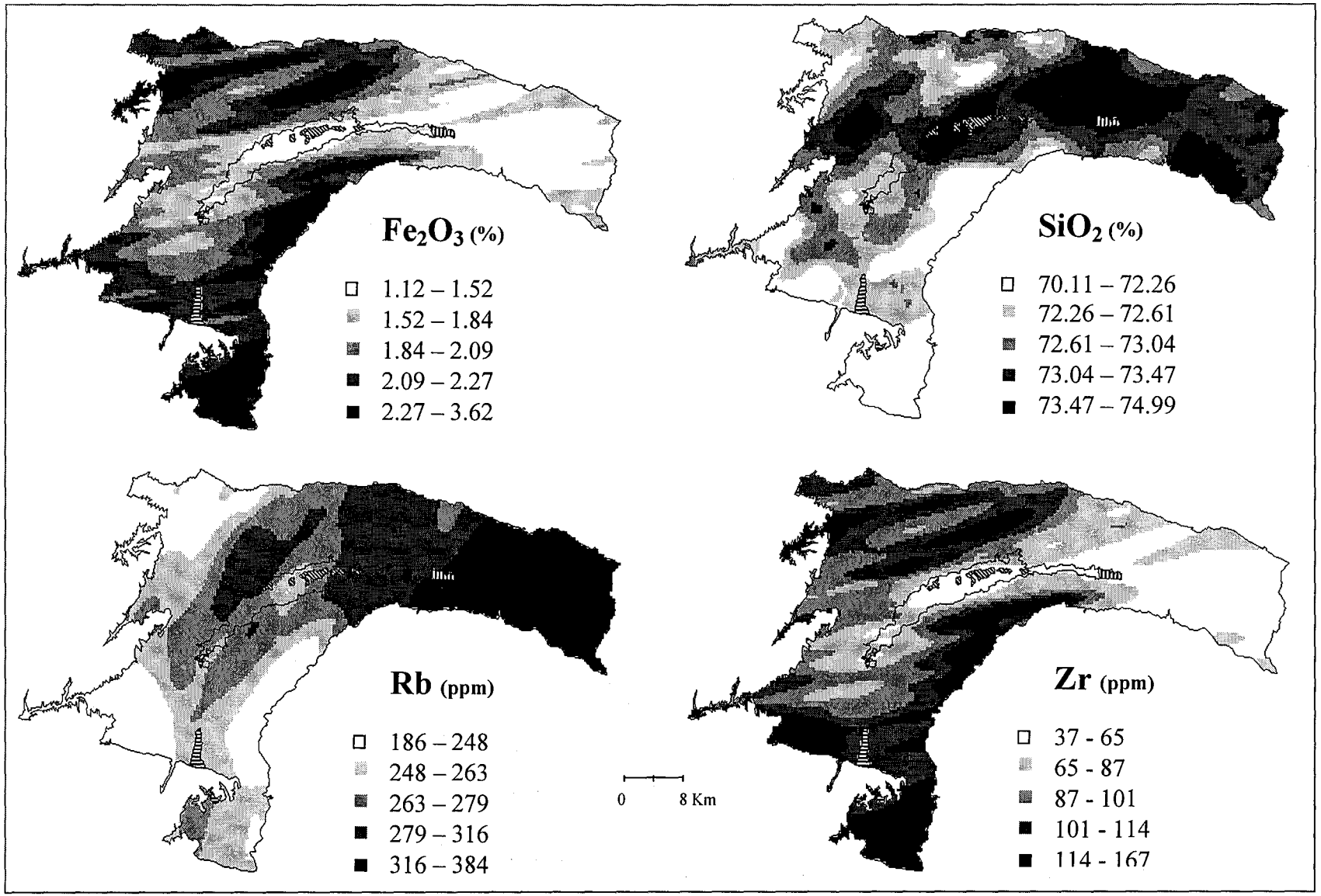


Fig. 2 –Mapas das variáveis Fe_2O_3, SiO_2, Rb e Zr obtidos por krigagem. As áreas a tracejado, correspondendo às fácies de Quareleiros, A. Mata e Alpalhão, não foram estimadas.

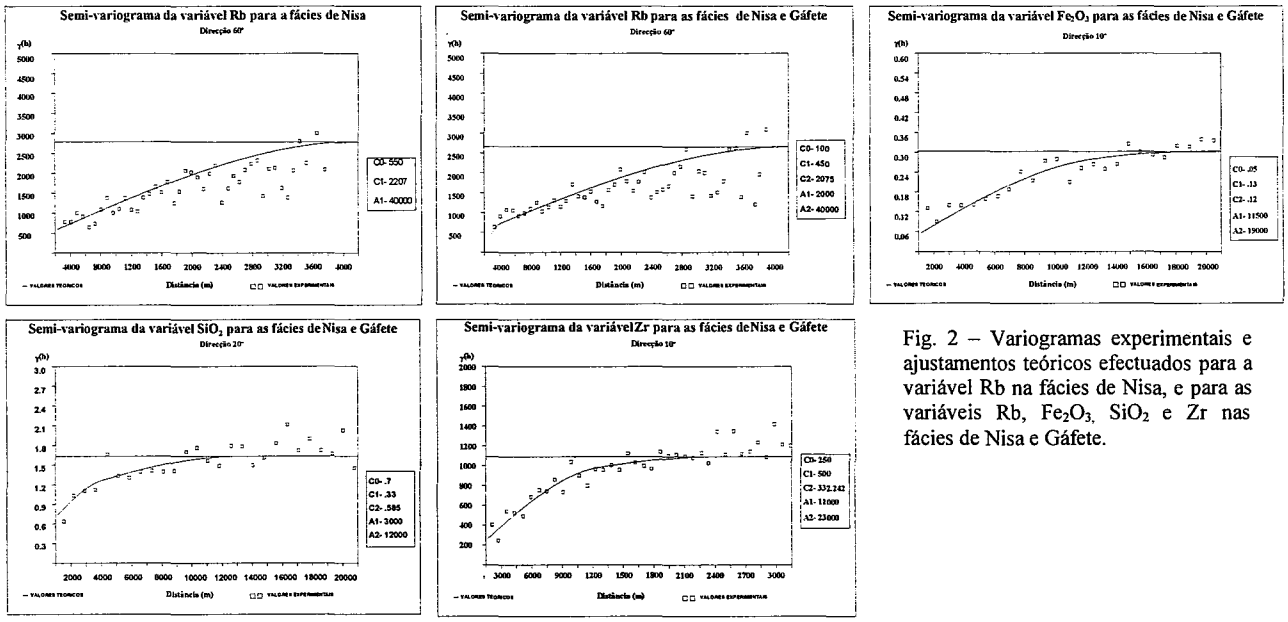


Fig. 2 – Variogramas experimentais e ajustamentos teóricos efectuados para a variável Rb na fácies de Nisa, e para as variáveis Rb, Fe_2O_3, SiO_2 e Zr nas fácies de Nisa e Gáfete.

No referente aos métodos geoestatísticos interessa salientar que o processo de cálculo dos variogramas, é objectivo por ser baseado num algoritmo matemático; é também verdade que o ajuste do modelo teórico é subjectivo e apresenta um papel critico na metodologia, uma vez que o estabelecimento de diferentes modelos conduz a estimações distintas; no entanto, o Teste do Ponto Fictício permite de algum modo avaliar o "rigor" do modelo estabelecido. Contudo, e sempre que a amostragem do domínio em estudo seja significativa e sistemática, é sempre possível constatar as diferenças e/ou semelhanças entre os mapas produzidos pela estimação e a distribuição dos valores da amostragem. No caso em estudo, estas semelhanças são evidentes sendo corroboradas com os resultados do Teste Ponto Fictício.

Verifica-se que os valores estimados se concentram em torno da média, não se obtendo a gama de valores extremos da amostragem. Comparativamente aos mapas obtidos por SOLÁ *et al* (1998, neste volume), os mapas por nós estimados apresentam algumas diferenças significativas: i) os mapas obtidos para o Fe_2O_3 e Zr apresentam estruturas direccionais preferencias com um padrão centrado no alinhamento interno; ii) a fácies de Gáfete considerando o Rb não é minimamente diferenciada da de Nisa. O mesmo já não acontece para o Fe_2O_3 e Zr, onde a distinção entre estas duas fácies é quase perfeita, mas progressiva. As diferenças obtidas apesar de não invalidarem as conclusões inferidas em SOLÁ *et al* (1998, neste volume) podem advir da influência de um ou da conjugação dos seguintes factores: 1) processo de estimação empregue; 2) modo de definição de classes (quartis/classes iguais); 3) nº de classes. Tendo sido modificadas as características 2) e 3) dos mapas estimados, verificou-se a manutenção das diferenças apontadas, ainda que com dissemelhança pontuais, concluindo-se assim, ser o processo de estimação o factor de maior influência. Assim, os resultados obtidos pela aplicação desta metodologia leva-nos a concluir da necessidade futura do estabelecimento de critérios de avaliação do "rigor" das cartografias obtidas a partir de amostragens pontuais. Por isso, para além dos "erros" analíticos e de amostragem, parece evidente a necessidade de se começar a quantificar os erros resultantes destes tipos de projecções espaciais, que poderemos designar por "erros de cartografia".

BIBLIOGRAFIA

GOLDSCHMIDT, V. M. (1954) – Geochemistry. *Clarendon*. Oxford.

MATHERON, G. (1970) - La théorie des variables regionalisées et ses applications. *Les cahiers du CGMM*, Fontainebleau. Paris, 212 p.

PEREIRA, H.G. (1979) - Introdução às variáveis regionalizadas, *Técnica* 451/452. Lisboa, pp. 89-96.

SOLÁ, A. R.; RIBEIRO, M. L.; MOREIRA, M. E. & MOREIRA, M. (1998, neste volume) – Complexo Eruptivo de Nisa – Cartografia Geoquímica e Mecanismo de Implantação.

SOUSA A. J.; MUGE, F.; ALMEIDA J. A. (1983) – RESMIN – Sistema de desenho geológico e avaliação de reservas. *Registo do 10º Encontro Nacional dos Engenheiros de Minas*. Faro. pp 253-265.

Geoquímica e petrogénese de granitos estaníferos e origem do jazigo de cassiterite de Ervedosa (N de Portugal)

M. E. P. GOMES* & A. M. R. NEIVA**

Palavras-chave: cristalização fraccionada, granitos estaníferos, micas, cassiterite, estanite, zona de cisalhamento

Resumo: Os diagramas de variação dos elementos maiores e menores de três granitos peraluminosos, estaníferos, hercínicos (327±9 Ma) do tipo S e das suas micas mostram uma sequência de fraccionação. O magma granítico moscovítico-biotítico M1 resultou da fusão parcial de materiais metassedimentares, com cerca de 5 ppm de Sn. O granito moscovítico-biotítico M2 e o granito moscovítico M3 terão derivado do magma granítico M1 por cristalização fraccionada de plagioclase, biotite, feldspato potássico e quartzo. Este mecanismo é responsável pelo enriquecimento progressivo em Sn dos granitos da sequência M1, M2 e M3 e suas micas. Os fluidos hidrotermais relacionados com o magma granítico M3 originaram os filões estaníferos, controlados estruturalmente, em que a cassiterite é o minério principal.

Key-Words: fractional crystallization, tin-bearing granites, micas, cassiterite, stannite, shear zone

Abstract: The variation diagrams of major and trace elements of three Hercynian (327±9 Ma) peraluminous tin-bearing S-type granites and their micas show fractionation trends. The muscovite-biotite granite magma M1 resulted by partial fusion of metasedimentary materials containing about 5 ppm Sn. The muscovite-biotite granite M2 and muscovite granite M3 were derived from the granite magma M1 by fractional crystallization of plagioclase, biotite, K-feldspar and quartz. This mechanism caused progressive Sn enrichment in granites of the sequence M1, M2 and their micas. Hydrothermal fluids related to the granite magma M3 originated the stanniferous quartz veins from Ervedosa, which were structurally controlled and have cassiterite as the main ore.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS GRANITOS

Três granitos hercínicos peraluminosos M1, M2 e M3 afloram na região de Ervedosa, junto ao rio Tuela (Fig. 1). São granitos intrusivos em metassedimentos do Silúrico pertencentes ao domínio Peritransmontano e nos granitóides dominantemente biotíticos do maciço de Rebordelo.

O granito M1, de grão médio, moscovítico-biotítico, levemente porfiróide, com raros fenocristais de feldspato potássico, mostra orientações N55°W e N20°W, correspondentes respectivamente às superfícies S e C. Ocorre no seio do granito biotítico-moscovítico de Rebordelo, mostrando por vezes contactos intrusivos bruscos. O granito M2, de grão médio a fino, moscovítico-biotítico, levemente porfiróide, corresponde localmente a variações granulométricas de M1, tem foliação N50-55°W. O granito M3, de grão fino a médio, moscovítico, apresenta foliação N55°W e aparece sob a forma de pequenas manchas estreitas, que se localizam predominantemente no contacto dos granitóides biotíticos de Rebordelo com o encaixante metassedimentar e apenas aflora com mais representatividade na zona da mina, formando um pequeno maciço de cerca de 2 km^2, alongado segundo Este-Oeste. A parte leste do maciço é rejeitada pela zona de cisalhamento dúctil direita de direcção N30°W. Estuturas menores de direcção idêntica e com sentido de movimento também direito ocorrem no bordo oeste do maciço.

Os três granitos contêm quartzo, feldspato potássico, plagioclase, moscovite, biotite, alguma clorite, turmalina, monazite, apatite, zircão, ilmenite, rútilo e uraninite. Todos têm mais moscovite que biotite. Andaluzite e silimanite ocorrem em M1 e rara silimanite em M2. O granito M1 tem oligoclase (An_{16})-albite (An_4), enquanto os granitos M2 e M3 têm albite (An_5-An_0). Algumas amostras do granito moscovítico M3 mostram efeitos metassomáticos expressos na ocorrência de moscovite tardia, por vezes formando concentrações em redor do quartzo, alguma albitização do feldspato potássico e moscovitização e cloritização da rara biotite.

GEOQUÍMICA DOS GRANITOS E SUAS MICAS

Os diagramas de variação de elementos maiores e menores dos três granitos, da biotite e da moscovite mostram sequência de fraccionação, como por ex. Sn (Fig. 2). Os diagramas de terras raras (REE) normalizadas para as dos

* Secção de Geologia, Universidade deTrás-os-Montes e Alto Douro, 5000 Vila Real

** Departamento de Ciências da Terra , Universidade de Coimbra, 3000 Coimbra

condritos dos três granitos são subparalelos e apresentam enriquecimento em terras raras leves relativamente a terras raras pesadas, havendo decréscimo em ΣREE e aumento da anomalia negativa de Eu do granito mais antigo M1 para o granito mais jovem M3. As amostras com alguns efeitos metassomáticos do granito M3 são as mais pobres em todas as terras raras. Os três granitos definem uma isócrona de rocha total Rb-Sr de idade de 327±9Ma.

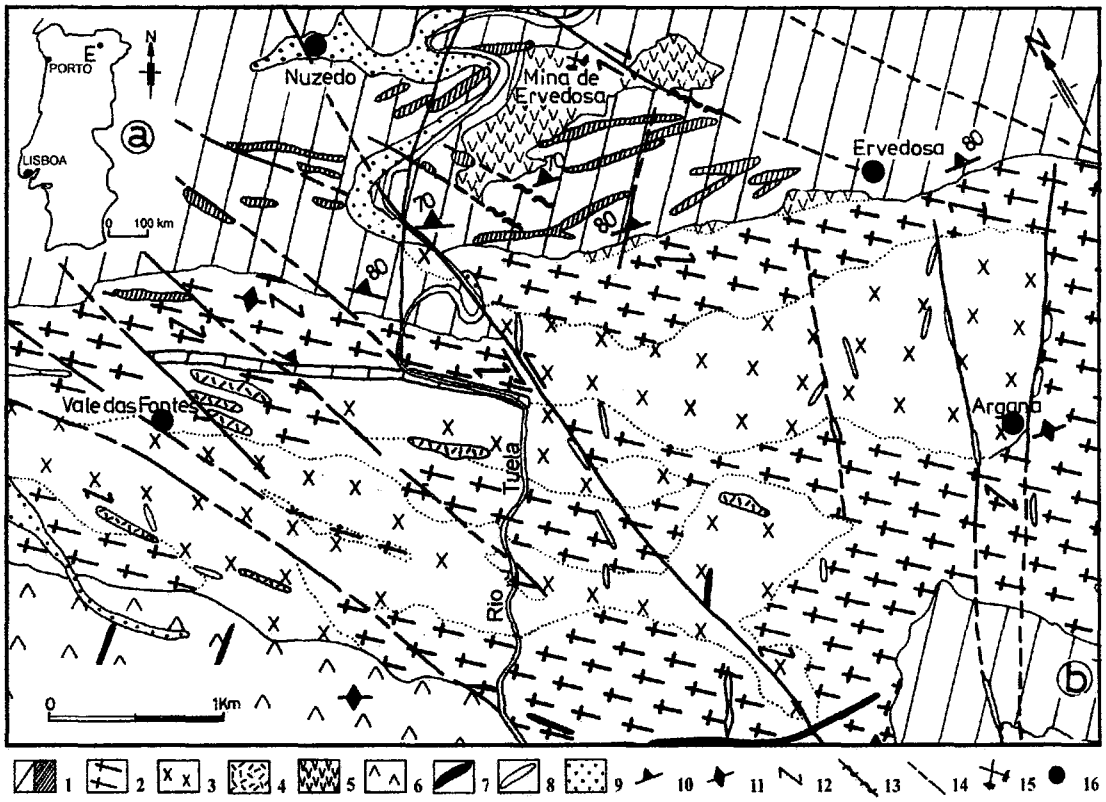


Fig. 1. a) Localização de Ervedosa no mapa de Portugal; b) Mapa geológico da região de Ervedosa. 1- Xistos e quartzitos do Silúrico, 2- granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico, 3- granito de grão médio, levemente porfiróide, moscovítico-biotítico (M1), 4- granito de grão médio a fino moscovítico-biotítico (M2), 5- granito moscovítico de grão fino a médio (M3), 6- granito de grão médio a grosseiro, porfiróide, moscovítico-biotítico, 7- filões de aplito e pegmatito, 8- filões de quartzo, 9- aluviões, 10- direcção e inclinação da xistosidade principal, 11- foliação, 12- planos C, 13- zonas de cisalhamento, 14- falhas e falhas prováveis, 15- mina encerrada, 16- aldeia.

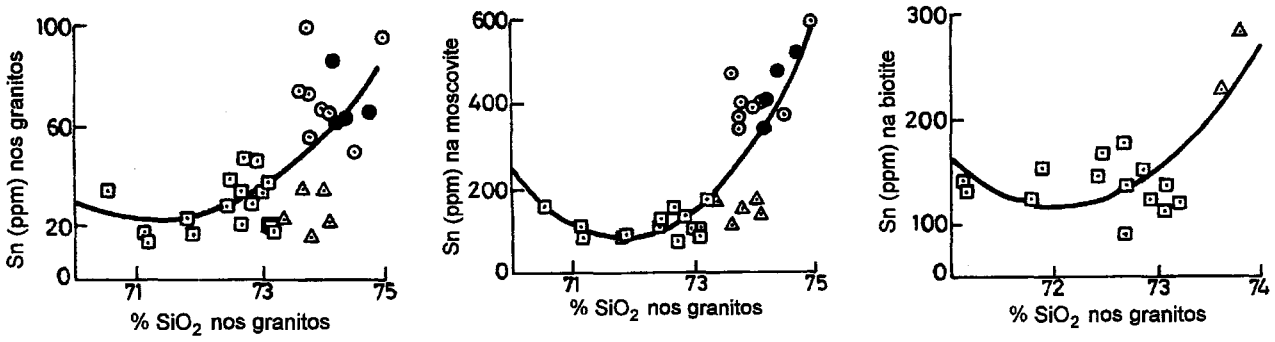


Fig. 2. Diagramas de variação de Sn nos granitos e suas micas de Ervedosa. Granitos: ⊡ M1, △ M2, ⊙ M3, ● amostras de M3 com alguns efeitos metassomáticos.

PETROGÉNESE

A análise dos mínimos quadrados dos elementos maiores e a modelização dos elementos menores indicam que os granitos moscovitico-biotítico M2 e moscovítico M3 derivaram do magma granítico M1 por cristalização fraccionada de plagioclase, biotite, feldspato potássico e quartzo. Durante este processo houve enriquecimento em Sn, que se concentrou nas micas retendo a moscovite maior percentagem de Sn total do granito do que a biotite.

A razão inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$> 0,7155, o índice molecular A/CNK de 1,1-1,4, a anomalia negativa de Eu e o enriquecimento em terras raras leves indicam que são granitos do tipo S. O magma granítico M1, com a razão inicial $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,7136-0,7166, εNd(t) = -4,9 e uma idade modelo normalizada para o manto empobrecido T_{DM} = 1,41 GA, resultou da fusão parcial de materiais metassedimentares, os quais possuem cerca de 5 ppm de Sn, dado que a sequência de fraccionação atinge este valor se prolongada para a sua porção menos evoluída (Fig. 3).

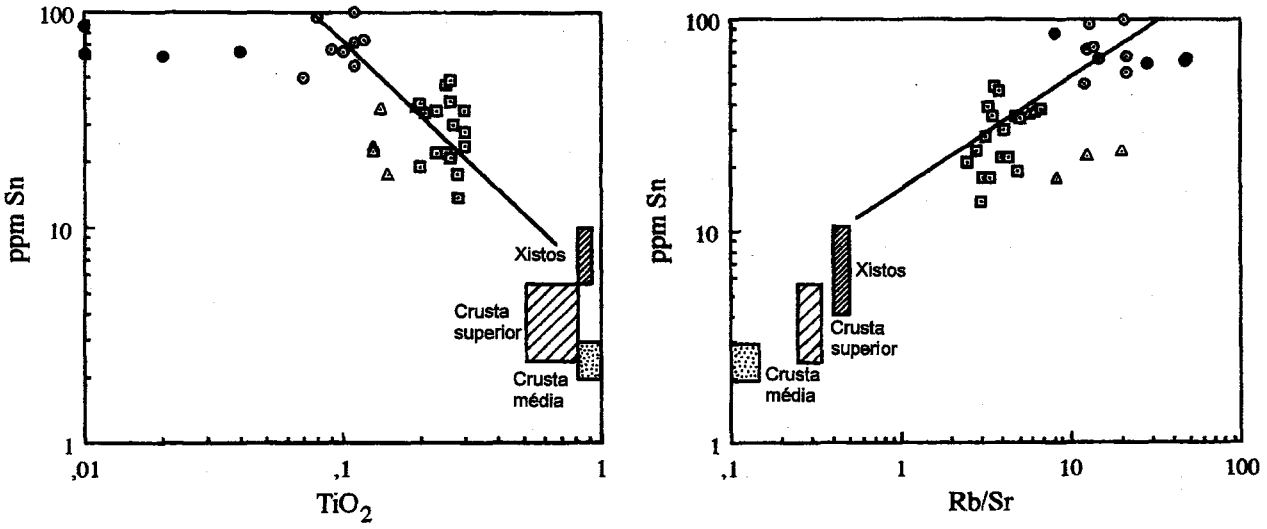


Fig. 3. Diagramas de correlação: a. log. TiO_2 - log Sn, b. log Rb/Sr - log Sn. Os campos são de Lehmann (1990). Símbolos como na Fig. 2.

Na sequência de fracionação a temperatura do magma decresceu de 755 para 735°C (baseadas no teor de Zr dos granitos e modelo de solubilidade de Watson & Harrison, 1983) e P_{H_2O} de 4 para 3 kb (baseadas na composição da biotite e trabalho de Burkhard, 1991), tendo havido um aumento do teor de F no magma de 0,15 para 0,88 % (Icenhower & London, 1995). Os feldspatos reequilibraram-se a 567-329°C, havendo alguns fenómenos metassomáticos que ocorreram a 459-330°C.

Os fenómenos metassomáticos expressam-se em algumas amostras de M3; porém o seu contributo para o enriquecimento em Sn foi pequeno (Fig. 3).

GEOLOGIA E MINERALOGIA DOS FILÕES DE QUARTZO ESTANÍFEROS

O jazigo estanífero de Ervedosa é dos mais importantes jazigos de estanho da Península Ibérica. Foi reconhecido em trabalhos mineiros, desde 1908, e teve lavra contínua com trabalhos subterrâneos entre 1939 e 1965, tendo sido retiradas na mina de Ervedosa, também chamada mina do Tuela, cerca de 6000 toneladas de estanho e idêntica quantidade de óxido de arsénio (As_2O_3). Desde 1958 até 1969 a exploração fez-se dominantemente a céu aberto e nos aluviões do rio Tuela, onde os teores podiam atingir cerca de 4 kg por tonelada.

Os filões de quartzo mineralizados em estanho da mina de Ervedosa cortam os xistos silúricos do Domínio Peritransmontano e o granito moscovítico M3 e a sua instalação foi controlada pela zona de cisalhamento dúctil direita de direcção N30°W. A mineralização de Ervedosa relaciona-se geneticamente com o processo de cristalização fraccionada que gerou o granito moscovítico estanífero. Os fluidos tardi-magmáticos, sob forte pressão, instalaram-se num sistema de fracturas R e R′ do modelo Riedel, no referido contexto de cisalhamento. A atitude dos filões e filonetes mineralizados com cassiterite e sulfuretos tem direcção N70°E sendo subverticais, parecem corresponder a fracturas R′ (Riedel antitético) e são cortados por filões mais possantes apenas com sulfuretos, orientados dominantemente N50-60°W e de inclinação 60-70°SW, que parecem corresponder a fracturas tipo R (Riedel

sintético). Filões de quartzo de direcção aproximadamente N-S cortam os filões mineralizados e devem corresponder a aberturas de fendas de tracção tardias.

O mineral de estanho dominante é a cassiterite que ocorre, sob a forma de pequenos cristais inferiores a 10 mm ou associados em massas inferiores a 10 cm de diâmetro, nos filões de quartzo. A cassiterite mostra alternância de zonas escuras, pleocróicas e mais ricas em Nb+Ta+Fe+Ti, e zonas claras quase incolores, de SnO_2 quase puro. As zonas mais escuras têm exsoluções de columbite-tantalite, ixiolite titanífera, volframo-ixiolite e raras de volframite e ilmenite. A estanite é o sulfureto mais tardio, sendo a arsenopirite o sulfureto mais abundante.

A sequência paragenética nestes filões de quartzo, estaníferos apresenta três fases de deposição, separadas por fracturação hercínica. A cassiterite pertence à primeira fase, enquanto a estanite se depositou na última fase. Alguns minerais mostram recorrências.

CONCLUSÕES

O magma granítico moscovítico-biotítico M1 resultou da fusão parcial de materiais metassedimentares que tinham cerca de 5 ppm de Sn. O granito moscovítico-biotítico M2 e o granito moscovítico M3 derivaram do magma granítico M1 por cristalização fraccionada. Os teores de Sn destes granitos peraluminosos estaníferos e suas biotite e moscovite aumentaram com a diferenciação magmática. O aumento progressivo de moscovite primária, cada vez mais rica em Sn nesta sequência, leva a que a moscovite retenha a maior percentagem de Sn do granito que atinge o valor médio de 75% em M3. Fluidos hidrotermais tardi-magmáticos, relacionados com o magma granítico moscovítico M3, originaram os filões de quartzo estaníferos de Ervedosa, em que a cassiterite é o maior concentrador de Sn, mas possuem também estanite. O jazigo é constituído por um filão principal de grande espessura, com uma rede filoneana densa, cuja instalação foi controlada estruturalmente por um cisalhamento dúctil direito, N30°W. A paragénese mineral destes filões mostra três fases de mineralização separados por fracturação hercínica.

REFERÊNCIAS

GOMES, M.E.P. (1996) *Mineralogia, Petrologia e Geoquímica das rochas granitóides da área de Rebordelo-Bouça-Torre de D. Chama-Agrochão e as mineralizações associadas.* Tese de doutoramento, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 323 pp.

BURKHARD, D.J.M. (1991). Temperature and redox path of biotite-bearing intrusives: a method of estimation applied to S- and I-type granites from Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 89-98.

ICENHOWER, J.P. & LONDON, D. (1995) An experimental study of element partitioning between biotite, muscovite and coexisting peraluminous granitic melt at 200 MPa (H_2O). *Amer. Mineral.*, 80, 1229-1251.

LEHMANN, B. (1990) *Metallogeny of tin. Lecture notes in earth sciences,* **32**. Berlin: Springer-Verlag, 211pp.

WATSON, E. B. & HARRISON, T. M. (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 295-304.

Geoquímica da turmalina de granitos, aplitos, pegmatitos, filões de quartzo e rochas metamórficas e metassomáticas do norte de Portugal

A. M. R. NEIVA*, M. M.V. G. SILVA* & M. E. P. GOMES**

Palavra-chave: Escorlite, dravite, magmática, hidrotermal, jazigos de Sn, W e Au, norte de Portugal.

Resumo: Há enriquecimento em Fe, Fe/(Fe+Mg) e decréscimo em Mg na escorlite da sequência de granito a aplito e pegmatito comagmáticos. Escorlite-dravite metassomática de micaxistos e turmalinito adjacente a rochas graníticas tem composição semelhante à da turmalina dos filões de quartzo associados, com maior teor de Mg e menores de Fe e Fe/(Fe+Mg) do que a escorlite magmática das rochas graníticas. A escorlite de filões de quartzo com volframite > cassiterite é geralmente a mais rica em Fe, Fe/(Fe+Mg) e a mais pobre em Mg; a dravite de filões de quartzo auríferos é geralmente a mais pobre em Fe e Fe/(Fe+Mg).

Key-words: schorl, dravite, magmatic, hydrothermal, Sn, W and Au ore deposits, northern Portugal.

Abstract: There is iron enrichment and Mg impoverishment in schorl from the sequence from granite to comagmatic aplite and pegmatite. The metasomatic schorl-dravite from mica schists and tourmalinite adjacent to granitic rocks has a similar composition to the tourmaline in the associated quartz veins, with higher contents of Mg and lower Fe and Fe/(Fe+Mg) than magmatic schorl from granitic rocks. Schorl from W > Sn-bearing quartz veins containing wolframite is generally the richest in Fe and Fe/(Fe+Mg), and the poorest in Mg; dravite from gold-quartz veins is generally the poorest in Fe and Fe/(Fe+Mg).

INTRODUÇÃO

Há várias áreas mineralizadas no norte de Portugal e algumas delas foram exploradas. A cassiterite ocorre em filões pegmatíticos graníticos e filões de quartzo; volframite, scheelite, ouro e electrum ocorrem em filões de quartzo. Estes filões estão geralmente associados a granitos hercínicos do tipo S. Os filões pegmatíticos graníticos cortam granitos e rochas regionais próximas (Cotelo Neiva, 1944) que são micaxistos ante-Ordovícicos, Ordovícicos e Silúricos. Turmalina ocorre nas áreas mineralizadas, mas em cada área só foi encontrada turmalina nalguns tipos de rochas.

Foram analisadas, por microssonda, turmalinas de granitos, aplitos, pegmatitos, filões de quartzo e também turmalinas de granitos, aplitos e micaxistos alterados hidrotermalmente e turmalinito hidrotermal de oito áreas mineralizadas do norte de Portugal (Fig.1). Todas as áreas foram exploradas, mas as minas estão agora fechadas. Elas são: Jales-Gralheira e Penedono com filões de quartzo auríferos, Mesão Frio e Vieiros com pegmatitos graníticos estaníferos, Argozelo com filões de quartzo estaníferos, Borralha com filões de quartzo com volframite, Panasqueira com filões de quartzo com volframite > cassiterite e Rebordelo com filões de quartzo com scheelite, cassiterite e rara volframite.

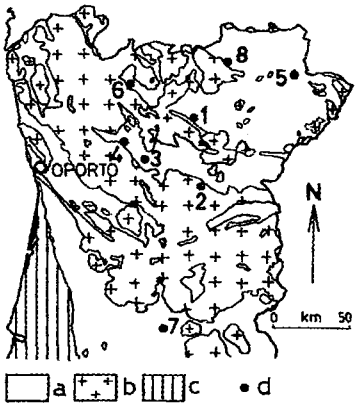


Fig. 1 Localização das áreas seleccionadas para estudo. a) Complexos metamórficos ante-Ordovícicos, Paleozóico, algumas rochas ígneas e ultrabásicas; b) rochas graníticas hercínicas; c) rochas sedimentares do Mesozóico e do Cenozóico; d) áreas: 1. Jales-Gralheira, 2. Penedono, 3. Mesão Frio, 4. Vieiros, 5. Argozelo, 6. Borralha, 7. Panasqueira, 8. Rebordelo.

*Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3000 Coimbra
**Departamento de Geologia, Universidade de Trás os Montes e Alto Douro, 5000 Vila Real.

Determinaram-se: 1) zonamento químico, 2) diferenças composicionais entre turmalinas magmáticas e hidrotermais, 3) relação entre a composição química da turmalina e o tipo de rocha, 4) distinção química entre turmalinas associadas a diferentes tipos de mineralizações.

TURMALINA MAGMÁTICA

Escorlite de granitos, aplitos e pegmatitos peraluminosos hercínicos não alterados de Jales-Gralheira, Penedono, Mesão Frio e Vieiros ocorre em pequena quantidade. A escorlite dos granitos e aplitos é subédrica a anédrica e intersticial e portanto uma fase tardia de cristalização. Nos pegmatitos, a escorlite euédrica é uma fase inicial, enquanto a escorlite subédrica a anédrica é uma fase tardia de cristalização. Geralmente a escorlite de granitos não é zonada, mas de alguns aplitos e pegmatitos mostra zonamento, como em Jales, havendo decréscimo de Mg e aumento em Fe e Fe/(Fe+Mg) do núcleo para o bordo dos cristais, mas a variação em Ti foi raramente encontrada (Neiva, 1992). Os dados indicam decréscimo de temperatura durante a cristalização de magma granítico. Nalguns cristais a modificação na composição química do núcleo para o bordo é gradacional, enquanto noutros cristais há descontinuidade.

A escorlite da sequência de granito, aplitos e pegmatitos comagmáticos mostra um enriquecimento em Fe e Fe/(Fe+Mg) e decréscimo em Mg (ex: Neiva, 1974). Contudo a escorlite de aplitos e pegmatitos tem composição semelhante à da escorlite do granito se estes filões não estão associados a este granito.

Escorlites de granitos e aplitos alterados hidrotermalmente e adjacentes a filões de quartzo auríferos (Jales e Penedono) têm composições semelhante à da escorlite das rochas graníticas respectivas não alteradas e as texturas petrográficas indicam ser escorlite magmática.

Ambas as substituições de deficiência em álcalis e perda de protão (Manning, 1982) são importantes na escorlite magmática de rochas graníticas, ou a primeira substituição predominou.

No diagram Al-Fe total-Mg de Henry e Guidotti (1985), a escorlite de granito, aplito e pegmatito projecta-se no campo da turmalina de granitódes pobres em Li e de pegmatitos e aplitos associados.

TURMALINA HIDROTERMAL

Nos filões de quartzo a turmalina é geralmente subédrica e ocorre próximo das paredes, enquanto nos micaxistos adjacentes a granitos, aplitos, pegmatitos e filões de quartzo a turmalina é subédrica a anédrica e mais comum.

A maioria da escorlite e dravite de filões de quartzo é geralmente anterior à cassiterite, volframite, scheelite, ouro e electrum. Contudo, três gerações de turmalina podem ser encontradas petrograficamente nos filões de quartzo da Panasqueira: a) anterior, b) contemporânea e c) mais tardia do que a cassiterite (Cotelo Neiva, 1944; Kelly & Rye, 1979). Neste trabalho só foi analisada a turmalina anterior à cassiterite.

A escorlite de filões de quartzo com volframite > cassiterite (Panasqueira) é geralmente a mais rica em Fe e Fe/(Fe+Mg) e a mais pobre em Mg, enquanto a dravite de filões de quartzo-auríferos (Gralheira) é geralmente a mais pobre em Fe e Fe/(Fe+Mg) (Figs.2a, b). A escorlite e dravite de filões de quartzo com cassiterite (Mesão Frio) têm composição próxima da escorlite e dravite respectiva dos filões de quartzo com scheelite > cassiterite (Rebordelo).

Geralmente a escorlite e a rara dravite dos filões de quartzo estaníferos de Mesão Frio e dravite de filões de quartzo auríferos da Gralheira são mais ricas em Mg e mais pobres em Fe e Fe/(Fe+Mg) do que as escorlites magmáticas de granitos, aplitos e pegmatitos da área respectiva, porque os filões de quartzo representam um sistema químico aberto. A maioria da turmalina de filões de quartzo tem uma composição dravítica. Em Rebordelo a turmalina dos filões de quartzo é escorlite ou dravite de composição semelhante à da turmalina do granito respectivo a que o filão está associado e texturalmente a evidência é metassomática.

A escorlite e a dravite dos micaxistos de metamorfismo de contacto adjacentes a granitos, aplitos e pegmatitos graníticos e filões de quartzo são geralmente mais ricas em Mg e mais pobres em Fe e Fe/(Fe+Mg) do que a escorlite magmática da área respectiva. A turmalina metassomática dos micaxistos tem composição próxima da turmalina dos filões de quartzo associados.

A dravite metassomática adjacente aos filões de quartzo auríferos de Jales-Gralheira e ao granito de Penedono (área aurifera) são das mais pobres em Fe e das mais ricas em Mg (Figs. 2c, d). A turmalina metassomática adjacente aos filões de quartzo com volframite > cassiterite (Panasqueira) tem um grande intervalo de composição de escorlite a dravite, e os teores mais baixos de Mg.

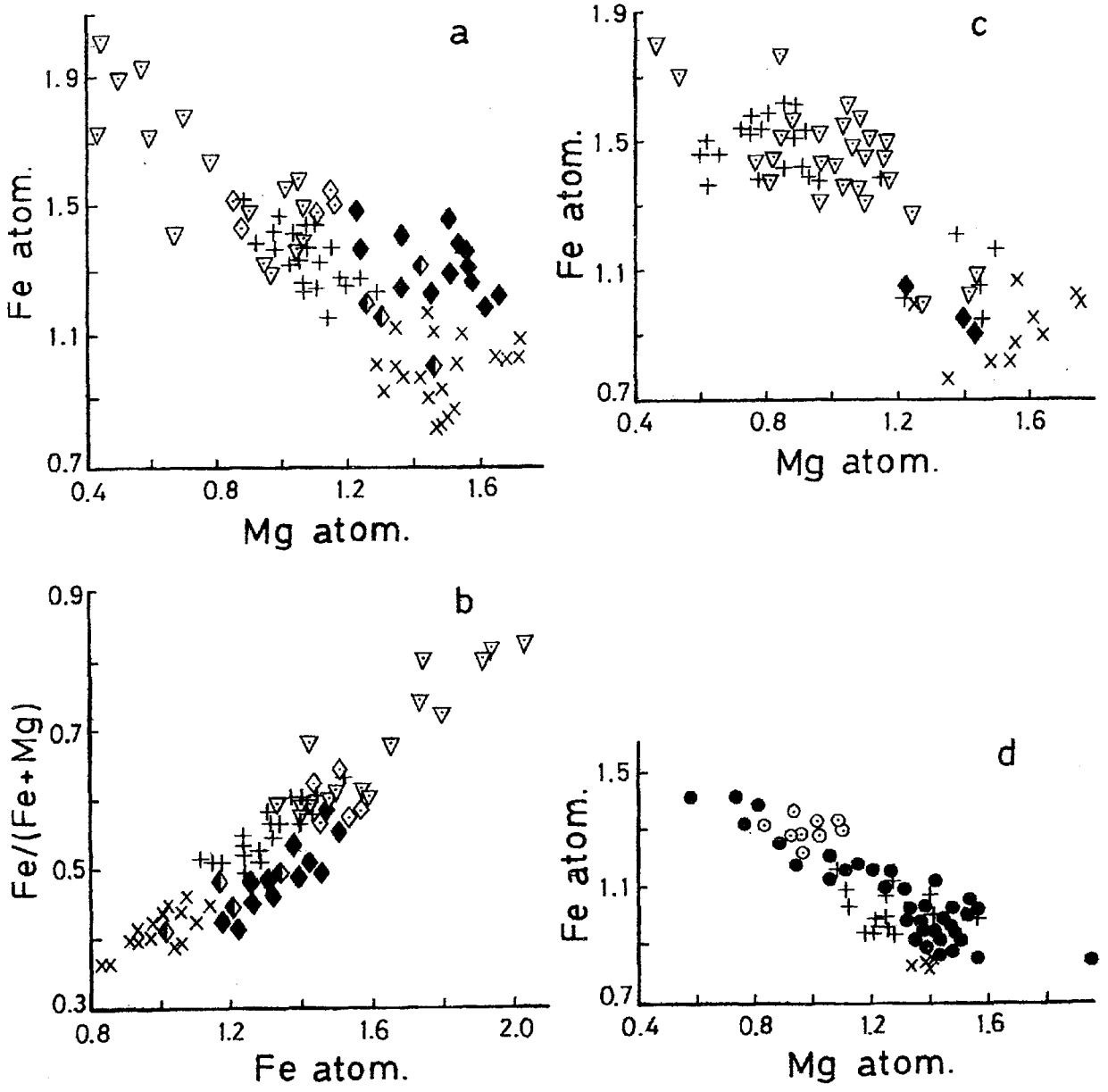


Fig.2 Composições da turmalina de filões de quartzo (a,b) e de micaxistos de metamorfismo de contacto (c,d).

Símbolos: nas Figs. a e b, turmalina de: × - filões de quartzo auríferos da Gralheira (área de Jales-Gralheira); + - filões de quartzo estaníferos de Mesão Frio; ▽ - filões de quartzo com volframite > cassiterite da Panasqueira; ◇, ◈, ◆ - filões de quartzo com scheelite > cassiterite da Trigueiriça, Carvalhal e Murçós respectivamente (área de Rebordelo); nas Figs. c e d, turmalinas de micaxisto, sendo na Fig. c adjacente a: × - filões de quartzo auríferos de Jales-Gralheira, + - filões aplítico-pegmatíticos estaníferos de Mesão Frio; ▽ - filões de quartzo com volframite > cassiterite da Panasqueira; ◆ - contacto directo com granito moscovítico-biotítico da área de Rebordelo; na Fig. d adjacentes a: × - zona interna de metamorfismo de contacto devido à intrusão de granito em Penedono (área aurífera); + - pegmatito estanífero de Vieiros; ● - filões de quartzo estaníferos de Argozelo; ⊙ - filões de quartzo com volframite da Borralha.

A escorlite e dravite de filões de quartzo e micaxisto de metamorfismo de contacto apresenta diferentes tipos de zonamento nos cristais individuais: a) decréscimo em Fe/(Fe+Mg) e aumento em Mg do núcleo parao bordo; b) comportamento oposto deste; c) decréscimo de Mg, Fe, Fe/(Fe+Mg) e aumento em Al do núcleo para o bordo, d) zonamento oscilatório. Geralmente o mesmo tipo de zonamento aparece nas turmalinas do filão de quartzo e do micaxisto adjacente.

A turmalina de turmalinito adjacente a filões de quartzo com volframite > cassiterite da Panasqueira é subédrica e tem um grande intervalo de composição, escorlite-dravite, que se sobrepõe à maioria das composições da turmalina metassomática do micaxisto adjacente aos filões. Nos cristais individuais Fe, Fe/(Fe+Mg) e F aumentam e Mg decresce do núcleo para o bordo.

A turmalina hidrotermal de micaxistos e turmalinito adjacentes a rochas graníticas e filões de quartzo terá derivado da mistura de fluidos magmático-hidrotermais transportando B para a rocha hospedeira (micaxisto) mais rica em Fe e Mg (ex: London et al., 1996). A difusão dos componentes de Fe-Mg para os fluidos hidrotermais explica a cristalização da turmalina mais rica em Mg nos filões de quartzo do que a turmalina magmática da área respectiva. Como a quantidade de turmalina é menor nos filões de quartzo do que nos micaxistos adjacentes, provavelmente Fe-Mg são menos móveis do que B.

Na escorlite e dravite hidrotermais as substituições de deficiência em álcalis e perda de protão ou têm igual importância ou uma delas predomina.

No diagrama de Henry e Guidotti (1985), a escorlite hidrotermal geralmente projecta-se no campo da turmalina de granitóides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados, enquanto a dravite hidrotermal se situa no campo de turmalina de metapelitos e metapsamitos coexistente com uma fase saturada em Al.

Como a turmalina hidrotermal tem um grande intervalo de composição, escorlite-dravite, é impossivel estabelecer um diagrama para distinguir quimicamente entre turmalinas magmática e hidrotermal.

REFERÊNCIAS

COTELO NEIVA, J. M. (1944) - Jazigos portugueses de cassiterite e de volframite. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 25.

HENRY, D. J. & GUIDOTTI, C. V. (1985) - Tourmaline as a petrogenetie indicator: An example from staurolite-grade metapelites of NW of Maine. *Amer. Mineral.*, 70: pp. 1-15.

KELLY, W. C. & RYE, R. O. (1979) - Geologic, fluid inclusions and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Econ. Geol.*, 74: pp. 1721-1822.

LONDON, D., MORGAN, G. B. VI & WOLF, M. B (1996) - Boron in granitic rocks and their contact aureoles. *In*: P. H. Ribbe, E. S. Grew & L. M. Anovitz (Eds). *Reviews in Mineralogy*, 33: pp. 299-235.

MANNING, D. A. C. (1982) - Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand. *Mineral. Mag.*, 45: pp. 139-147.

NEIVA, A. M. R. (1974) – Geochemistry of tourmaline (schorlite) from granites, aplites and pegmatites from northern Portugal. *Geochim. Cosmochim.* Acta, 38: pp. 1307-1317.

NEIVA, A. M. R. (1992) – Geochemistry and evolution of Jales granitic system, northern Portugal. *Chem. Erde*, 52: pp. 225-241.

Aspectos geoquímicos dos granitos de Salvaterra do Extremo

M.L. RIBEIRO[*,**] & T. PALACIOS[**]

Palavras-chave: Geoquímica; granitos; petrologia; alteração; Zona Centro-Ibérica.

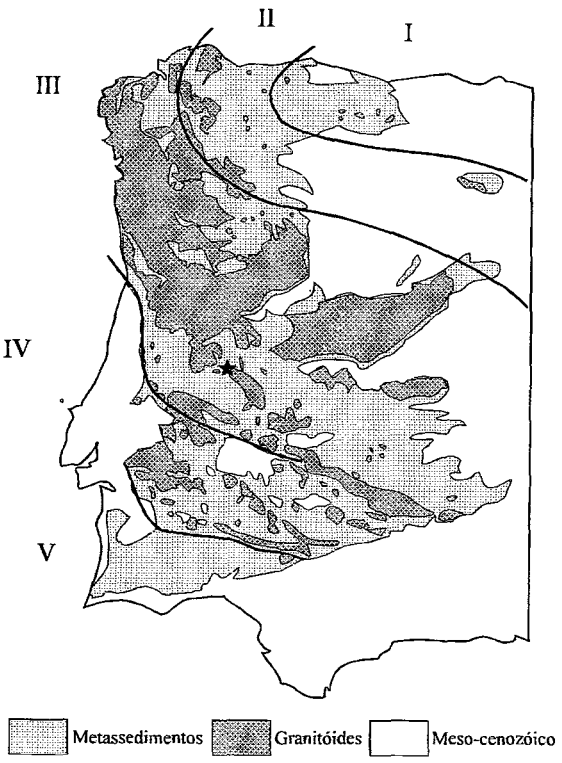
Resumo: Caracterizam-se as rochas graníticas de Salvaterra do Extremo do ponto de vista petrográfico e geoquímico. Comparam-se com as rochas regionais. Estuda-se a alteração, associada a zonas de cisalhamento, do ponto de vista geoquímico tendo-se verificado aumento nas concentrações de P e U, entre outros elementos. O enriquecimento nos referidos elementos químicos é atribuído a fluidos que circularam através das zonas de cisalhamento.

Key-words: Geochemistry; granites; petrology; alteration; Central-Iberian Zone.

Abstract: Petrographic and geochemical characterization of granitic rocks is established. Comparison with regional rocks is made. Geochemical mobility associated at shear zones produced higher concentrations of P and U, among other elements. Geochemical balance indicate that these elements probably came from fluids circulating at shear zones.

INTRODUÇÃO

Na vasta plataforma que se estende pelo bordo sudeste da Beira Baixa e pela parte noroeste da Extremadura espanhola, encontra-se a povoação de Salvaterra do Extremo, cerca de 60 km a leste de Castelo Branco, construída sobre um corpo granítico objecto do presente estudo. A referida plataforma, peneplanície com altitude próxima dos 400 m, encontra-se cortada por profundos entalhes dos rios Erges, a leste de Salvaterra, e Tejo, mais a sul, que constituem uma fronteira natural entre os dois países ao longo de mais de uma centena de km.



As principais unidades geológicas da região (Figura 1) são: granitóides (hercínicos), metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico (precâmbricos), rochas filonianas (hercínicas) e depósitos continentais (cenozóicos). Merecem também referência algumas mineralizações filonianas contendo, entre outros elementos, U, P, Pb, Ag, bem como as nascentes termais de Monfortinho (Arribas & al. 1987).

Do ponto de vista tectónico a região encontra-se intensamente fracturada segundo direcções (predominantes) NW-SE, NE-SW e E-W, sendo atravessada pela importante zona de cisalhamento esquerdo E-W Cañaveral-Zebreira (Sequeira & al., 1997; Iglesias & Ribeiro, 1981; Ferreira & al., 1987). Uma rede filoniana importante instalou-se segundo as direcções referidas (Ribeiro & Sequeira, 1998).

Figura 1 - Enquadramento geológico da região estudada (I - Zona Cantábrica; II Zona W Astúrico-Leonesa; III - Zona Centro-Ibérica; IV - Zona de Ossa-Morena; V - Zona Sul Portuguesa).

* Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Estrada da Portela, Zambujal, 2720 Alfragide

** Departamento e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Ed. C2, 5° Piso, Campo Grande, 1700 Lisboa

Do ponto de vista do enquadramento geológico, salientam-se algumas características dos granitóides da região que formam maciços geralmente elípticos com auréolas metamórficas nos meta-sedimentos em que intruem.

Na parte portuguesa, o pequeno plutonito de Zebreira apresenta, segundo Pereira & al. (1986), orientação próxima de E-W, natureza granodiorítica, deformação fraca, rochas filonianas associadas de composição variada acompanhando sistemas de fracturas com orientações também diversas, e uma idade de 372 $\pm$ 7 Ma.

Na parte espanhola, o maciço de Cabeza de Araya é o que apresenta maior dimensão (cerca de 70 km de extensão por 20 km de largura máxima). Objecto de numerosos estudos (Corretgé & al., 1985; Mapa geológico de Cáceres, 1971), foi considerado um batólito circunscrito, alóctone, epizonal, sin-F3, classificado como do tipo S. É constituído por diversos tipos de granitos que, do ponto de vista geoquímico, são peraluminosos, ricos de K_2O, e apresentam carácter predominantemente calco-alcalino. O maciço de Zarza la Mayor, de dimensões mais modestas (10 x 6 km), constitui uma espécie de apófise na parte norte do extremo NW do maciço anterior, e é formado por quartzo-dioritos, granitos de duas micas e granitos moscovíticos; trata-se de rochas peraluminosas e sódicas.

Com este estudo pretende-se:

- caracterizar as rochas graníticas dos pontos de vista petrográfico e geoquímico;
- assinalar a existência de anomalias geoquímicas e sua localização;
- relacionar a variabilidade geoquímica com a deformação local.

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA

Granito de Salvaterra do Extremo. Corresponde a um prolongamento para oeste do maciço de Zarza la Mayor. Aflora extensamente em barreiras e blocos entre a povoação, onde casas e muros são construídos com a pedra local, e o rio Erges que se encontra encaixado por um desnível topográfico considerável.

A rocha é de grão médio a grosseiro, moscovítica, de cor clara. Observa-se no terreno alteração intensa ao longo de fracturas de orientação predominante E-W e NE-SW. A alteração é o aspecto mais conspícuo deste granito, tendo sido possível verificar que se propaga alguns cm a partir dos planos de cisalhamento para o interior da rocha dando a esta tonalidades principalmente esverdeadas mas também amareladas. Nesses locais, por vezes o quartzo apresenta cor negra.

Ao microscópio o granito mostra texturas hipidiomórficas e como composição mineralógica (por ordem decrescente de abundância) quartzo, microclina-pertite, plagioclase (albite), moscovite, turmalina e minerais opacos. Trata-se de granitos de feldspato alcalino na acepção classificativa da IUGS (1989). A rocha apresenta-se em regra com deformação intensa, traduzida principalmente por fracturação inter- e intragranular de muitos dos cristais e extinção ondulante no quartzo. Este mineral, nos cristais de maiores dimensões apresenta numerosas inclusões sub-microscópicas. Na rocha alterada encontram-se, entre outros produtos de alteração, óxidos/hidróxidos opacos, sericite finamente granular (em regra associada à alteração das plagioclases) e um mineral de cor geralmente castanho-amarelada, com tintas de polarização de 2ª ordem. Para além de preencher fissuras, este último mineral aparece também em cristais mais desenvolvidos, por vezes em agregados radiados e de cores mais claras, que podem apresentar-se zonados, no seio da rocha. A análise química revelou tratar-se de um fosfato.

A composição química dos minerais primários revelou a natureza bastante "extrema" dos feldspatos quer potássicos (95-97% Or) quer plagioclásicos (99% Ab), e na moscovite uma ligeira variação no teor de FeO^t (1,5-1,7%). No que diz respeito aos minerais secundários, verificaram-se teores geralmente mais baixos de FeO^t (0,5%) na sericite do que na moscovite primária; os óxidos/hidróxidos de Fe contêm cerca de 50% FeO^t, 3% MnO, 0,30% Al_2O_3, 0,15% CaO. A composição média dos fosfatos referidos é como segue - P_2O_5: 30-31%; Al_2O_3: 19-21%; FeO^t: 14-20%; MnO: 6-11%; MgO: 0,1-0,3%; CaO: 1-2,5%.

Relativamente à geoquímica de rocha total destacam-se algumas características destes granitos. No que respeita aos elementos maiores, os intervalos composicionais são (%) - SiO_2: 70-75; Al_2O_3: 15-16; Fe_2O_3: 0,5-0,8; CaO: 0,3-0,8; Na_2O: 3,8-4,2; K_2O: 3,5-4; P_2O_5: 0,5-1. Estes dados mostram carácter peraluminoso (proporções molares: $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$; presença de corindo normativo: 3-7%), escassez de minerais máficos ($\leq$1%), e composição albítica da plagioclase normativa (4-9%An). No que respeita aos elementos menores e traços referem-se do mesmo modo os intervalos composicionais (ppm) - Rb: 450-550; Sr: 4-94; Y: 6-12; Zr: 31-63; Nb: 20-27; Cs: 31-95; Ba: 7-19; Hf: 1-2; Ta: 3-6; W: 5-8; Th: 1-2; U: 9-13; Sc: 3-6; Zn: 36-77; Ga: 32-42; Sn: 29-48. A concentração dos elementos das Terras Raras (TR) é extremamente baixa e levanta problemas de interpretação. Trata-se de granitos "muito diferenciados" em termos dos conteúdos em Rb-Ba-Sr, e com concentrações muito baixas de elementos incompatíveis (excepto Rb).

Numa amostra do granito de Salvaterra do Extremo mais alterado, detectaram-se diferenças geoquímicas significativas, relativamente às fácies principais, que adiante se comentam.

Tonalito do Batão. Aflora a cerca de 1 km a sudoeste do anterior e apresenta textura hipidiomórfica granular, com quartzo, plagioclases zonadas, feldspato alcalino escasso, biotite abundante (com halos pleocróicos e inclusões aciculares de rútilo), moscovite, óxidos e apatite. Quando comparado com o granito de Salvaterra do Extremo, mostra teores mais baixos de Al_2O_3, K_2O, P_2O_5, Rb, Cs, Ta, U, Ga, Sn, e mais elevados de Fe_2O_3, MgO, Y, Zr, Ba, Hf, W, Th, Au e TR.

Rochas encaixantes. Do encaixante das rochas graníticas, apenas se estudaram algumas fácies dos contactos. Trata-se de metassedimentos essencialmente pelíticos e quartzo-pelíticos de granularidade muito fina a fina em laminação milimétrica e centimétrica. A mineralogia inclui quartzo + feldspatos + sericite + óxidos ± biotite ± granada. Do ponto de vista da deformação observam-se dois planos de clivagem de crenulação atribuíveis à 1ª e 3ª fases de deformação hercínica. Porfiroblastos retrogradados afectados pela clivagem da 3ª fase puderam ser observados nalgumas fácies, enquanto noutras ocorrem diminutos cristais postectónicos de granada. A composição química destas rochas, quando comparada com a dos granitos, mostra teores mais elevados de Fe, Mg, Ti, Al, Ba, Y, Zr, Th, Pb, Zn, Cu, Ni, Sc, Co, TR, e mais baixos de Si, P, Na, Rb, Cs, Ta, Sn e U (entre outros).

MOBILIDADE DOS ELEMENTOS *vs.* DEFORMAÇÃO

O aspecto mais interessante da geoquímica da região agora estudada é o que refere a mobilidade de certos elementos químicos na zona de cisalhamento que afecta os granitos de Salvaterra do Extremo.

Para estudar o fenómeno (ainda de forma preliminar) observaram-se as diferenças geoquímicas entre os granitos sãos e os alterados nas zonas de cisalhamento. Foram igualmente analisados materiais do encaixante sedimentar para servirem de referência.

Os diagramas apresentados na Figura 2 evidenciam, entre outras, as seguintes diferenças: o granito alterado contém menos SiO_2 e Na_2O e mais P_2O_5, Fe_2O_3, MnO e U.

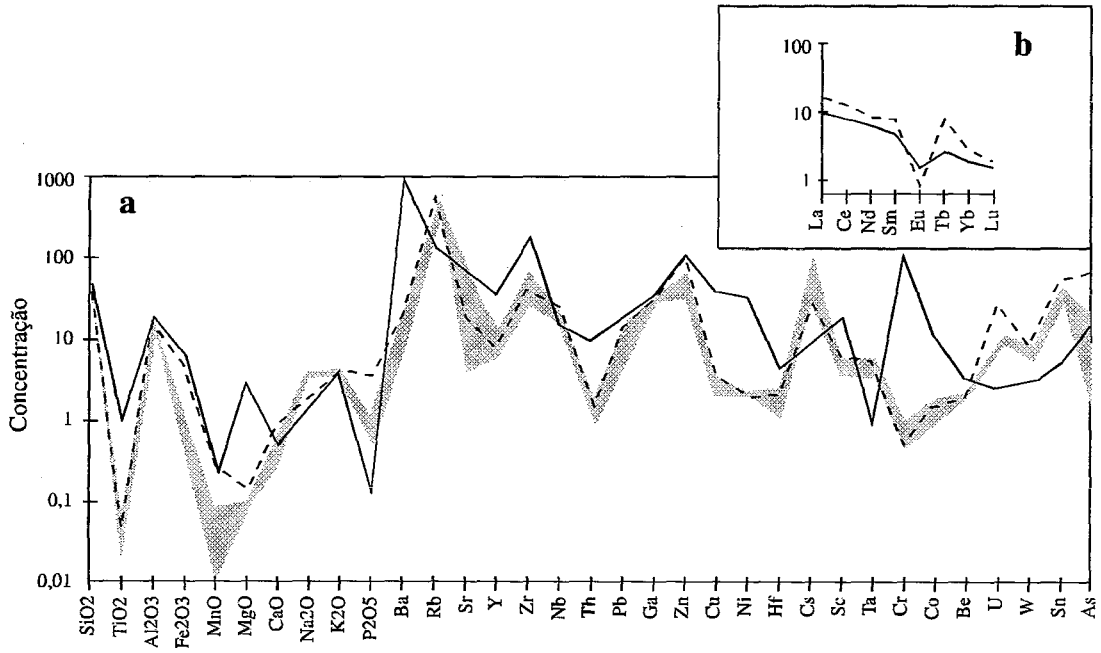


Figura 2 - Comparação das concentrações de elementos químicos em diferentes rochas de Salvaterra do Extremo: a) sombreado - conjunto de granitos; tracejado - granito alterado; traço contínuo - xistos. b) tracejado - granito alterado; traço contínuo - granito são contíguo. (Elementos maiores em %; menores em ppm).

Dado que a sílica é extremamente móvel em condições de tensão, a primeira hipótese foi verificar se o aumento relativo dos restantes elementos resultou apenas da perda deste óxido. De facto, a concentração da sílica é na composição química dos granitos (excepto para a alumina) superior em uma ou mais ordens de grandeza à dos restantes constituintes. Os cálculos efectuados tendo este facto em consideração, permitiram concluir pela

impossiblidade de explicar as anomalias geoquímicas presentes por esse processo. Utilizando o mesmo princípio para o Na_2O, outro constituinte móvel nas condições referidas (e salvaguardadas as devidas proporções), verificou-se que o aumento da concentração dos elementos referidos não pode ser explicado sem recurso a fonte exterior ao granito, isto é, em sistema aberto.

Para testar a hipótese de que os referidos elementos pudessem ter migrado das rochas encaixantes, compararam-se as análises químicas das mesmas com as das rochas graníticas (Figura 2a). Desta figura pode concluir-se que as rochas encaixantes possuem concentrações mais elevadas em alguns constituintes (ex.: Fe_2O_3, MnO) e que poderão ter contribuído para o seu enriquecimento nos granitos alterados. Pelo contrário, os metassedimentos são mais pobres de P e U, o que torna difícil sugerir que estas rochas sejam a fonte de enriquecimento dos granitos alterados.

São conhecidas mineralizações de P e/ou U em filões associados aos granitos de Zarza la Mayor, Cabeza de Araya e Nisa (a sul da zona estudada) e seu encaixante (metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico). As observações efectuadas em Salvaterra do Extremo levam-nos a admitir que as concentrações de P e U ocorrentes em toda a região da periferia norte da Zona de Ossa Morena (antiga zona Luso-Alcúdica de Lotze) possam estar relacionadas com um "encaixante" localmente rico de P e U, que quando remobilizado pela deformação e os fluidos associados, concentra tais elementos em zonas de descarga favoráveis. Os dados aqui apresentados sugerem que a tectónica foi um importante agente na localização dessas mineralizações.

Outra informação importante a extrair dos dados químicos que se apresentam diz respeito aos elementos das Terras Raras. As concentrações observadas nos granitos sãos e alterados das zonas de cisalhamento apresentam perfis que poderiam ser tomados como resultantes de diferenciação se não se considerassem os dados de campo. É interessante notar os teores relativamente mais elevados de TR no granito alterado, conjugados com o aumento da anomalia negativa no Eu, factos que noutras condições poderiam indicar maior fraccionação deste (Figura 2b).

AGRADECIMENTOS

Contribuição do Projecto TECTIBER **PRAXIS 2/2.1/CTA/353/94**

BIBLIOGRAFIA

ARRIBAS, A., ARRIBAS ROSADO, A., GUMIEL, P., MARTÍN IZARD, A., REGUILÓN, R. (1987) - Caracteres metalogénicos de los yacimientos minerales asociados a los granitoides del Macizo Hespérico. *In:* Bea & al., Eds., Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola. *Ed. Rueda.* Madrid: 233-263.

CORRETGÉ, L.G., BEA, F., SUÁREZ, O. (1985) - Las características geoquímicas del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres, España): implicaciones petrogenéticas. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 15, 219-238.

FERREIRA, N., IGLESIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A., RIBEIRO, M.L. (1987) - Granitóides da Zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. *In:* Bea & al., Eds., Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola. *Ed. Rueda.* Madrid: 37-51.

IGLESIAS, M.P.L., RIBEIRO, A. (1981) - Zones de cisaillement ductile dans l'arc Ibero-Armoricaine. Comun. Serv. Geol. Portugal, LXVII: 85-87.

Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 y Memoria respectiva, nº 51-Cáceres (1971). *Inst. Geol. Min. España.* Madrid.

PEREIRA, A.J.S.C., GAMA PEREIRA, L.C., REGÊNCIO MACEDO, C.A. (1986) - Os plutonitos de Zebreira: idade e enquadramento estrutural. *Maleo, Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*: 2, 13, 34.

RIBEIRO, M.L., SEQUEIRA, A.D. (1998) - Complexo filoniano de Salvaterra do Extremo (Castelo Branco). *Comun. Inst. Geol. Min.* (em publicação).

SEQUEIRA, A., CUNHA, P., RIBEIRO, M.L., (1997) - Carta geológica de Portugal na escala 1:50000, Folha 25-B - Salvaterra do Extremo. *Inst. Geol. Min.*, Lisboa.

Zonalidade e processo de instalação dos granitóides biotíticos do maciço de Vila Pouca de Aguiar. Abordagem multidisciplinar.

H.C.B. MARTINS [*,**] & H. SANT'OVAIA [**]

Palavras-chave: Zonalidade, instalação, granitóide, "fabric" magnético, planos de inclusões fluidas.

Resumo: No maciço de Vila Pouca de Aguiar foi efectuado um estudo multidisciplinar que englobou análises quimicas, isotópicas e microestruturais. Os dados permitiram interpretar a zonalidade como o resultado de sucessivas injecções magmáticas estando a implantação condicionada pela fracturação tardi-hercínica.

Key-words: Zoning, emplacement, granitoid, magnetic fabric, fluid inclusions plans.

Abstract: Several approaches were carried out on Vila Pouca de Aguiar massif. Chemical, isotopic and microstructural data suggest that zoning is the result of successive magmatic injections and the emplacement is related with the major fractures generated during late-hercynian phase.

INTRODUÇÃO

A zonalidade química e mineralógica em plutões graníticos tem sido atribuída a uma grande variedade de processos: (1) cristalização fraccionada in situ (2) contaminação com rochas máficas encaixantes (3) fusão parcial de materiais composicionalmente distintos, seguida de assimilação e cristalização fraccionada (4) mistura de magmas (5) pulsações magmáticas múltiplas e ainda mecanismos de ordem estrutural, nomeadamente o modo de instalação.

O maciço granítico de Vila Pouca de Aguiar constitui um exemplo de um maciço compósito e zonado, caracterizado pela presença sistemática de encraves microgranulares que diminuem em direcção ao centro do plutão . Pretende-se através de um estudo multidisciplinar (geoquímico, petrológico e microestrutural) propôr um modelo para a génese e evolução deste maciço.

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

O maciço pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar localizado na Zona Galiza Média Trás-os-Montes é um maciço circunscrito, discordante em relação às estruturas sin-D_3 das rochas encaixantes constituidas dominantemente por granitos sintectónicos e rochas metassedimentares do Silúrico (Fig.1). Trata-se de um maciço granítico compósito, cuja instalação foi controlada pelo grande acidente tardi-hercínico, a falha Régua-Verin. É constituido, no essencial, por 3 unidades graníticas biotíticas, cujas relações de campo sugerem sincronismo de instalação : o granito de Vila Pouca de Aguiar (GVPA), porfiróide e de grão médio, caracterizado pela presença de encraves microgranulares tonalíticos e granodioríticos, ao qual se associa uma fácies também porfiróide de grão grosseiro, mas de expressão cartográfica reduzida, granito de Gouvães da Serra (GGS) e o granito de Pedras Salgadas (GPS) mais leucocrata de grão médio a fino, também porfiróide e que ocupa a parte central do maciço (MARTINS 1989; MARTINS & NORONHA 1991).

DADOS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS

O tratamento dos dados geoquímicos (elementos maiores, menores incluindo terras raras) referente a 33 amostras distribuidas pelas unidades principais (MARTINS *et al.* 1997a), põe em evidência o carácter fraco a moderadamente peraluminoso destes granitóides apresentando o GVPA o índice de aluminosidade mais baixo ($A=Al-(Na+K+2Ca)<10$) o que lhe confere um carácter muito fracamente peraluminoso (DEBON & LE FORT 1983). Os diagramas químico-mineralógicos sugerem a existência de uma individualidade composicional entre GVPA e GPS, bem como uma certa evolução interna em GVPA marcada por aumento dos teores de Si e diminuição de Mg, Fe, Ti, Ca, Zr ao mesmo tempo que se verifica um empobrecimento do parâmetro B (DEBON & LE FORT 1983). Pelo contrário o GPS é bastante mais homogéneo verificando-se apenas variação na proporção do feldspato potássico e da plagiocase e não ao nível de ferromagnesianos. Aquela individualidade é também realçada quer pela geoquímica de terras raras, quer pela composição das biotites: calcoalcalinas a alumino-potássicas para GPS e subalcalinas para GVPA (NACHIT *et al.* 1985).

[*]Secção de Geologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 5001 Vila Real

[**]Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto e Centro de Geologia da Universidade do Porto, Praça Gomes Teixeira, 4050 Porto.

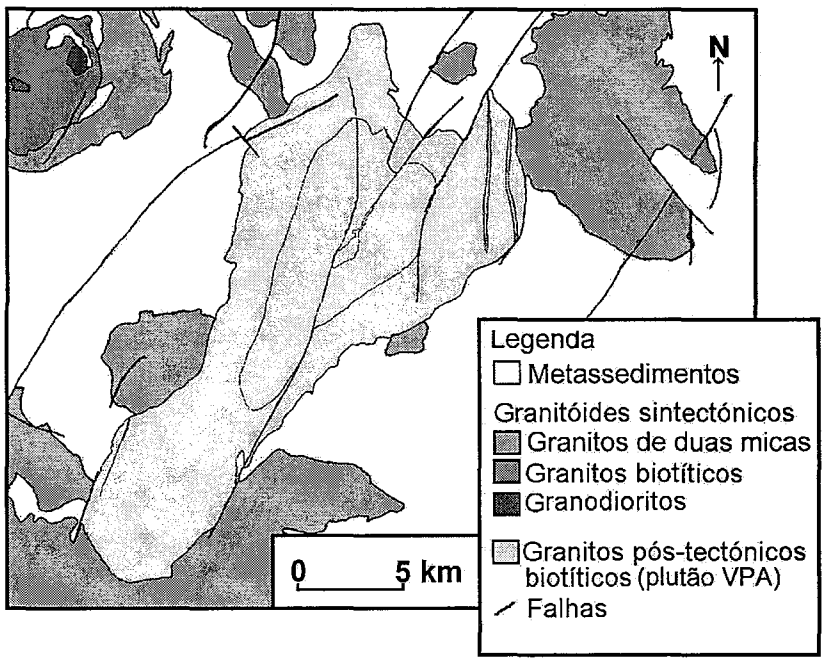


Fig.1 Enquadramento geológico e localização das amostras (adaptado a partir da cartografia geológica realizada pelo I.G.M./F.Noronha, U.P.).

Os dados geocronológicos U-Pb e isotópicos (Rb-Sr e Sm-Nd) referentes apenas ás duas unidades mais representativas, GVPA e GPS, revelam que:

1- A idade de 299±3Ma obtida pelo método U-Pb (MARTINS *et al.* 1997b) pode ser interpretada como a idade de instalação do maciço e é concordante com as idades Rb-Sr em rocha total, 299±9Ma para GVPA e 295±13Ma para GPS e com as observações geológicas.
2- Os dois granitos caracterizam-se por razões isotópicas iniciais ($^{87}Sr/^{86}Sr$) e valores de εNd distintos (GVPA: Sr_i= 0.7070-0.7074 e -2.54<εNd<-2.47; GPS: Sr_i= 0.7049-0.7056 e -1.98<εNd<-1.94) sugerindo a existência de dois magmas subcontemporâneos mas de origens diferentes.

ESTUDO MICROESTRUTURAL

O estudo microestrutural englobou diferentes aspectos, nomeadamente: estudo de estruturas magmáticas ("fabric" magnético e "fabric" da biotite) e estudo de estruturas tardi a pós-magmáticas (orientação dos planos de inclusões fluidas - PIF).

O estudo do "fabric" magnético baseou-se no estudo da anisotropia da suceptibilidade magnética (ASM) de cerca de 800 amostras relativas a 106 estações de amostragem. Os valores do chamado parâmetro de anisotropia estão compreendidos entre 0,6 et 3,9% correspondendo as anisotropias mais fortes ao GPS e ao GGS e as mais fracas ao GVPA. As susceptibilidades magnéticas variam entre 4 et $22x10^{-5}$ SI, correspondendo as mais baixas ao GPS e ao GGS e as mais elevadas ao GVPA. Observa-se uma boa organização das lineações magnéticas segundo duas direcções principais, sendo uma aproximadamente NNE-SSW e outra NW-SE e uma terceira menos representativa NE-SW. Estas lineações são geralmente fracamente inclinadas. As foliações magnéticas são em geral fracamente inclinadas para o exterior do maciço, com excepção da extremidade sul, em que estas inclinam para o interior do plutão. As trajectórias das foliações são concêntricas e paralelas aos contornos do maciço. No centro do plutão, as foliações desenham uma trajectória que corresponde à fácies GPS (SANT'OVAIA *et al.*, 1995). O estudo da forma do elipsóide de ASM revelou que 75% são achatados ("oblate") e que o maior grau de achatamento corresponde a amostras do GPS. Por outro lado a presença de elipsóides constritos ("prolate"), ocorre preferencialmente no bordo sul do maciço e em zonas descontínuas também de bordadura (SANT'OVAIA *et al.*, 1998).

O estudo da medição da orientação dos cristais de biotite revelou um paralelismo existente entre "fabric" da biotite e "fabric" magnético, tanto mais acentuado quanto maior é a anisotropia magnética das amostras.

O estudo das microestruturas de regime frágil baseou-se no estudo do alinhamento das microfracturas presentes nos cristais de quartzo, realizando-se uma análise da orientação dos planos de inclusões fluidas (PIF). A medição da

orientação dos PIF foi feita recorrendo a um programa de computador de processamento e tratamento de imagem - "PLANIF" (NOGUEIRA , 1997; NOGUEIRA & NORONHA, 1995). O mapa de rosetas dos PIF medidos para algumas das estações de amostragem, mostrou uma organização dos PIF segundo 4 famílias principais (SANT'OVAIA *et al.*, 1998):

- uma família NNE-SSW que é visível preferencialmente na parte central do maciço correspondendo ao GPS;
- uma família NE-SW visível em todo o maciço;
- uma família NW-SE que se observa nas margens do maciço, correspondendo ao GVPA;

uma família E-W a WNW-ESE, menos representativa, mas visível quer na bordadura do maciço, quer próximo do contacto do GPS com o GVPA.

ZONALIDADE E PROCESSO DE INSTALAÇÃO

Os dados quimicos, isotópicos e microestruturais permitiram estabelecer as seguintes conclusões:

• A zonalidade do maciço deve-se à intrusão de dois magmas distintos (GVPA e GPS) não miscíveis e de implantação síncrona. Cada granito apresenta características próprias ligadas à natureza e/ou às condições de fusão da fonte que lhe deu origem.

• A individualidade quimico-mineralógica e a existência de assinaturas isotópicas significativamente diferentes permite excluir a hipótese de uma fonte única e/ou simples evolução magmática associando GVPA e GPS.

• Admite-se como local favorável para a génese do magma de GVPA a crusta continental média-inferior, enquanto que para o GPS se propõe um modelo de fusão parcial de material basicrustal ou mesmo mantélico.

• A interpretação das trajectórias das foliações permite avançar com algumas hipóteses para a geometria do plutão. Segundo um corte de direcção NNE-SSW, observa-se que as foliações na extremidade sul são fracamente inclinadas para norte, para logo a seguir se tornarem progressivamente verticais e depois passarem a inclinar para sul. A norte do plutão as foliações inclinam para o exterior deste. O contacto sul, parece corresponder ao "muro" do plutão enquanto que todos os outros contactos corresponderiam ao "tecto" da intrusão. De acordo com estes dados, pode-se logicamente supôr que o plutão não é espesso. A parte sul aparenta como que a forma de lâmina e esta forma parece continuar para norte por debaixo do encaixante. Esta geometria é também confirmada pela forma achatada da maior percentagem de elipsóides de ASM. Os elipsóides constritos no bordo sul indicam-nos as zonas onde o contacto com o encaixante é mais vertical. A maior anisotropia e o carácter mais planar do GPS pode ser explicado, pela sua instalação ser já condicionada pela instalação do GVPA.

• No centro do plutão, as trajectórias das foliações formam um domo alongado segundo a direcção NW-SE e as lineações têm a mesma orientação. Estes aspectos particulares podem talvez resultar da presença de uma zona de alimentação do maciço nesse sector.

• Na tectónica tardi-hercínica, o campo de tensões com σ_1 orientado NNW-SSE condiciona os sistemas de fracturas frágeis D_4, NNE-SSW e o sistema conjugado NW-SE (o qual retoma estruturas anteriores D_3) (PEREIRA *et al.*, 1993, BAPTISTA *et al.*, 1993). A localização da zona de alimentação parece ser condicionada pela intersecção das fracturas NW-SE com o desligamento NNE-SSW. As lineações magnéticas de orientação NNE-SSW representarão a direcção do fluxo magmático condicionado pelo desligamento principal . De referir que a presença de lineações magnéticas com a esta direcção é preferencial junto ao contacto com o encaixante e na fácies do GVPA. Propõe-se assim para este maciço, uma instalação condicionada pela fracturação D_4 em que as fracturas NW-SE condicionariam a localização de uma zona de alimentação. A formação do desligamento Régua-Verin e extensão regional subsequente teria garantido o "espaço" necessário à instalação do maciço de Vila Pouca de Aguiar, sendo as lineações magnéticas NNE-SSW subhorizontais o registo do fluxo durante a expansão do magma ao longo da falha. As familias principais de PIF, indicam-nos episódios de deformação frágil e são correlacionáveis com o padrão de fracturação regional, sublinhando o acidente principal NNE-SSW essencialmente no GPS e as fracturas NW-SE no GVPA.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho recebeu apoio da rede de Formação e Investigação R.F.R. 38/96 (JNICT-Portugal / MESR-França). O presente artigo integra-se nas actividades do Centro de Geologia da Universidade do Porto subsidiado pelo Programa de Financiamento Plurianual de I&D (FCT).

As autoras agradecem aos Professores Fernando Noronha (FCUP), Jacques Leterrier (CRPG, Nancy-França) e Jean Luc Bouchez (UPS, Toulouse-França) o apoio científico e a constante disponibilidade.

REFERÊNCIAS

BAPTISTA, J., COKE, C. & RIBEIRO, A. 1993. Tectónica e geomorfolgia da região de Pedras Salgadas-Vidago e as nascentes minerais associadas. *Comunicações. XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular.* Évora. Vol. 1, pp. 125-139.

DEBON & LE FORT (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association magmatique des granitöides. *Trans. Roy. Soc. Edin., Earth Sciences*, 73, pp.135-149.

MARTINS H.C.B. & NORONHA F. (1991). Geoquímica e petrologia dos granitóides biotíticos pós-tectónicos da região de Vila Pouca de Aguiar. *Geociências,* Rev. Univ. Aveiro, 6, fasc1-2, pp.1-15

MARTINS H.C.B., NORONHA, F. & LETERRIER, J. (1997a). Evolução geoquímica dos granitóides biotíticos tarditectónicos e pós-tectónicos do quadrângulo Vieira do Minho-Moreira de Rei-Vila Pouca de Aguiar-Boticas. Estudo comparativo. Actas da X semana de Geoquímica e IV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa. Universidade do Minho, Braga, p.87-90.

MARTINS H.C.B., NORONHA, F. & LETERRIER, J. (1997b). Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Rb-Sr dos maciços graníticos tarditectónico de Vieira do Minho e pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar (Norte de Portugal). *In*: CC. Pires et al., Coords, XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Comunicações. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, p.115.

MARTINS, H.C.B (1989). Contribuição para o conhechimento dos granitóides biotíticos da região de Vila Pouca de Aguiar, 94pp. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica.

NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M., CARRON J.P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitöides. *C.R.Acad.Sci., Paris*, série II, 301; pp.813-818

NOGUEIRA, P. (1997). Estudo de paleofluidos mineralizantes (Au, Ag, As) e sua migração. Aplicação a regiões auríferas do norte de Portugal. 220 pp. Faculdade Ciências da Universidade do Porto. (Tese de doutoramento).

NOGUEIRA, P. & NORONHA, F., (1995). Planif: um programa de análise de imagens para o estudo de microestruturas das rochas. In: F. Sodré Borges e M. Marques (Coords.) - IV Congresso Nacional de Geologia. *Resumos Alargados. Mem. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto,* 4: p. 379-382.

PEREIRA , E., RIBEIRO, A. & MEIRELES, C. (1993). Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Cuaderno Lab.Xeolóxico de Laxe.* Coruña, 18: pp 89-119.

SANT'OVAIA H., LEBLANC D., NORONHA F. & BOUCHEZ J.L. (1995). Plutão granítico de Vila Pouca de Aguiar. Estudo da Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (ASM). Nota prévia. In: F. Sodré Borges e M. Marques (Coords.) - IV Congresso Nacional de Geologia. *Resumos Alargados. Mem. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4: p. 809-814.

SANT'OVAIA H. & NORONHA F. (1998). Análise microestrutural dos granitos do maciço pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar. *GEOlogos* 2: pp.33 36.

Geoquímica de encraves microgranulares e granitos hospedeiros da região de Vila Nova de Gaia, norte de Portugal

M. Manuela V. G. SILVA* e Ana M. R. NEIVA*

Palavras chave: Encraves microgranulares; granito; geoquímica; isótopos; petrogénese; Vila Nova de Gaia.

Resumo: Os granitos de Lavadores e Maninho possuem encraves microgranulares, metaluminosos, calco-alcalinos de alto potássio, geralmente ovóides, de gão mais fino, mais ricos em minerais máficos do que o granito hospedeiro. Os encraves estão dispersos, mas em Lavadores a maioria concentra-se num *swarm*. A composição é muito variada em Lavadores, mas mais restrita no Maninho. O comportamento de alguns elementos menores em especial Rb, Sr e REE, sugere que a cristalização fraccionada não foi mecanismo importante. O aumento em $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ dos encraves para o granito de Lavadores indicam hibridização do magma granítico com magmas básicos.

Key-words: Microgranular enclaves; granites; geochemistry; isotopes; petrogenesis; Vila Nova de Gaia.

Abstract: Lavadores granite and Maninho granite contain microgranular enclaves which are generally ovoid, finer grained, richer in mafic minerals than the host granite. The enclaves are scattered in granites, but at Lavadores most of them are concentrated in a swarm. The number of compositions is large at Lavadores, but smaller at Maninho. The behaviour of some trace elements, e.g. Rb, Sr and REE suggests that fractional crystallization was not an important mechanism. The increase in (87Sr/86Sr)o from the enclaves to the Lavadores granite indicates hybridization of the granitic magma with basic magmas.

INTRODUÇÃO

A origem dos encraves microgranulares é controversa e três diferentes teorias petrogenéticas foram sintetizadas por Maas et al. (1997). Os encraves microgranulares híbridos terão resultado de interacções térmica, mecânica e química entre magmas félsico e máfico, mas o processo é complexo. As composições química e isotópica destes encraves permitem determinar a origem do magma básico interveniente (Barbarin e Didier, 1992).

A mineralogia, petrologia, geoquímica e composições isotópicas de Sr e Nd dos encraves microgranulares dos granitos de Lavadores e Maninho permitem interpretá-los petrogeneticamente.

GEOLOGIA

O granito de Lavadores é um granito biotítico porfiróide, de grão médio a grosseiro. Os fenocristais róseos, euédricos, de microclina possuem dimensão média de 6x4 cm, mas podem atingir 10x8 cm. O granito possui estruturas de fluxo magmático tais como alinhamento de cristais de biotite e de fenocristais de feldspato, pequenos encraves sobremicáceos e xenólitos de migmatito. O granito está cortado for filões pouco espessos de aplito e de quartzo.

Os encraves microgranulares são abundantes neste granito e possuem tamanhos variados, desde alguns cm a cerca de 2m de diâmetro. A maioria dos encraves está concentrada num *swarm* com cerca de 3m de espessura de direcção NW-SE, correspondente a um dique sin-plutónico. Outros ocorrem concentrados em bolsadas. As formas dos encraves e as morfologias do contacto com o granito são variadas.A maioria são ovóides mas há irregulares.

* Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3000 Coimbra

Os contactos são bruscos, lobados, crenulados ou com bordos arrepiados. Nalguns observa-se uma margem arrefecida e outros estão fracturados, sendo as fracturas preenchidas com granito hospedeiro e observa-se também granito incluso no interior de alguns encraves. Existem também encraves duplos e pequenos encraves estirados.

A cortar o contacto de alguns encraves com o granito existem cristais de feldspato, que correspondem a fenocristais do granito parcialmente inclusos pelo magma dos encraves.

O granito do Maninho, biotítico, porfiróide, de grão médio a fino, possui fenocristais de feldspato potássico. A dimensão média dos fenocristais é 2x1 cm, mas pode atingir 8x8 cm. Os fenocristais decrescem em tamanho e abundância em profundidade.

Este granito possui encraves sobremicáceos, xenólitos de migmatito e encraves microgranulares, mas estes são menos abundantes e de menores dimensões (até 20 cm) do que no granito de Lavadores. Os encraves microgranulares possuem formas arredondadas e contacto brusco com o granito hospedeiro.

Em ambos os granitos, os encraves possuem grão mais fino e são mais escuros do que o granito hospedeiro, o que se deve ao menor tamanho de grão e essencialmente à maior abundância de minerais ferromagnesianos nos encraves.

MINERALOGIA E PETROGRAFIA

Os encraves microgranulares no granito de Lavadores possuem composição de diorito, quartzo-diorito, monzodiorito, quartzo-monzodiorito, tonalito, granodiorito, quartzo-sienito e quartzo-sienito com feldspatos alcalinos. No granito do Maninho os encraves são quartzo-monzodiorito, quartzo-diorito e tonalito. Os encraves de Lavadores possuem anfíbola, biotite e alguma piroxena, enquanto os encraves do granito do Maninho contêm biotite como único mineral ferromagnesiano. Os encraves são genericamente mais ricos minerais ferromagnesianos, esfena, apatite e alanite do que os granitos hospedeiros respectivos.

A plagioclase dos encraves de diorito, quartzo-diorito e tonalito no granito de Lavadores é oligoclase-labradorite (An22-52), enquanto o granito possui oligoclase-andesina (An16-37). Os encraves de monzodiorito, quartzo-monzodiorito, granodiorito, quartzo-sienito e quartzo-sienito com feldspatos alcalinos possuem plagioclase de composição An25-38, semelhante à composição da plagioclase do granito hospedeiro.

A plagioclase no granito do Maninho apresenta várias texturas a que correspondem composições químicas várias. A mais frequente é oligoclase-andesina (An11-39) e possui zonamento normal. Plagioclase com zonamento oscilatório foi também encontrada e nestes cristais o zonamento óptico é forte, sendo o meio do cristal mais anortítico (An33-47) do que os centros (An30-37) e bordos (An12-22). Os cristais de menor dimensão, são os mais anortíticos (An23-52). A plagioclase dos encraves é ligeiramente menos anortítica (An12-35) do que a plagioclase do granito hospedeiro e mostra por vezes textura dendrítica.

A piroxena nos encraves do granito de Lavadores é rara; é classificada como diópsido no encrave de quartzo-sienito com feldspatos alcalinos e como augite no encrave de monzodiorito (Morimoto, 1988). A anfíbola nos encraves e no granito de Lavadores possui composição variada; é classificada como magnésio-horneblenda, edenite, horneblenda edenítica e também como horneblenda actinolítica e actinolite em alguns dos encraves.

A biotite dos encraves microgranulares e dos granitos de Lavadores e Maninho é biotite-Mg (Foster, 1960), mas a biotite do granito de Lavadores e seus encraves possui composição semelhante à da biotite das rochas das séries subalcalinas ou monzoníticas, enquanto a biotite do granito de Maninho e seus encraves possui composição semelhante à da biotite das rochas das séries calco-alcalinas (Nachit et al., 1985).

GEOQUÍMICA

O granito de Lavadores é metaluminoso a ligeiramente peraluminoso, calco-alcalino de alto potássio (Batchelor e Bowden, 1985). Os seus encraves são metaluminosos, calco-alcalinos de alto potássio a sub-alcalinos, possuem afinidade alcalina, algumas características semelhantes aos vaugneritos e alguns são rochas ultrapotássicas (Foley et al., 1987). Os encraves do granito de Lavadores são mais pobres em SiO_2 e mais ricos em TiO_2, FeO_t, MgO, CaO, P_2O_5, V, Zn e Y do que o granito hospedeiro. Possuem valores idênticos ou superiores de Nb, Rb, Rb/Sr e Ba/K, idênticos de Sr, Ba/K, Y/Ca e idênticos ou inferiores de Sr/(Ca+K) aos do granito hospedeiro sugerindo que não se relacionam por um processo de cristalização fraccionada., O granito de Maninho e seus encraves são metaluminosos a

peraluminosos, calco-alcalinos a calco-alcalinos de alto potássio (Batchelor e Bowden, 1985). Os encraves possuem mais TiO_2, FeOt, MnO, MgO, CaO, V, Sc e menos SiO_2, K_2O e Li/Mg do que o granito hospedeiro. São mais ricos em Li, F, Rb/K e mais pobres em Sr/Ca, mas possuem teores de Sr, Ba e Rb semelhantes aos do granito hospedeiro, o que indica que não se relacionam por um processo de cristalização fraccionada.

Ambos os granitos são enriquecidos em terras raras (REE) e possuem pequenas anomalias de Eu. Os encraves microgranulares são mais ricos em REE do que os granitos hospedeiros, especialmente os encraves do granito de Lavadores que possuem teores de LREE cerca de 360 vezes superior aos teores de LREE no condrito, o que é característico das rochas potássicas básicas e intermédias (Cullers e Graf, 1984).

O granito de Lavadores de 314±11 Ma (isócrona de Rb/Sr de rocha total) é dominantemente mantélico, pois os valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, calculados para a idade do granito, variam entre 0.70434 - 0.70447 e o valor de εNd_T é de -0.8. Além disso a idade T_{CHUR} é próxima da idade de intrusão. Os encraves possuem valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, calculados para a idade do granito, idênticos ou inferiores aos calculados para o granito e os valores de εNd são superiores aos do granito hospedeiro, com excepção do encrave diorítico.

PETROGÉNESE

O granito de Lavadores de granodiorito a monzogranito, biotítico, porfiróide é calco-alcalino de alto potássio, que são características dos granitos HLO (Barbarin, 1990); contudo possui $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ inferior a estes granitos, indicando origem dominantemente mantélica e possui características geoquímicas semelhantes aos granitos do tipo A. Granitos que possuem carcaterísticas intermédias entre os tipos HLO e A são classificados como sub-alcalinos potássicos (Pagel e Leterrier, 1980) e a composição da biotite do granito de Lavadores é semelhante à da biotite desta série de rochas. Uma característica da série plutónica sub-alcalina potássica é a ocorrência de vaugneritos, como intrusões ou como encraves de grão fino inclusos nos granitos.

O granito de Lavadores possui grande quantidade de encraves básicos a intermédios, ricos em anfíbola e biotite, metaluminosos, de afinidade alcalina, com características geoquímicas semelhantes aos vaugneritos sendo alguns classificados como rochas ultrapotássicas. Os encraves não se relacionam com o granito por um processo de cristalização fraccionada, pois possuem valores de Nb, Rb, Sr, Ba/K, Y/Ca, Rb/Sr superiores ou idênticos aos do granito hospedeiro, os perfis de REE dos encraves não são subparalelos aos do granito, a anomalia negativa de Eu é mais acentuada nos encraves do que no granito e os valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ nos encraves são geralmente inferiores aos do granito hospedeiro.

Os seus encraves microgranulares testemunham a intrusão de um magma básico potássico no granito de Lavadores quando este se encontrava parcialmente cristalizado. Esta intrusão deve ter ocorrido próximo do nível de implantação do granito, pois a grande maioria dos encraves formam um *swarm*. Contudo a existência de encraves de composições mineralógicas, químicas e isotópicas tão variadas, de encraves duplos e também de encraves estirados podem ser explicadas pela intrusão repetida de magmas básicos, derivados do manto do tipo enriquecido, e subsequente misturas mecânica e química com o magma granítico.

O granito do Maninho de granodiorito a monzogranito biotítico porfiróide, metaluminoso a peraluminoso, calco-alcalino a calco-alcalino de alto potássio e possui algumas características de granitos do tipo I. As várias composições da plagioclase sugerem ser um granito híbrido.

O granito do Maninho possui encraves microgranulares, metaluminosos a ligeiramente peraluminosos. Os encraves e o granito não se relacionam por um processo de cristalização fraccionada, pois os encraves são mais ricos em Li, F e Rb/K, possuem teores semelhantes de Sr, Ba e Rb e são mais pobres em Sr/Ca do que o granito hospedeiro. Os encraves possuem teores de REE superiores aos do granito e perfis de REE subparalelos aos da amostra mais pobre em SiO_2. Há correlação linear de FeOt, MgO, V e Li com SiO_2, o que indica interacção química e hibridização.

Os encraves representam glóbulos de magma básico que intruíu o magma granítico e que foram dispersos pelos movimentos convectivos do magma. A interacção mecânica terá sido extensa, pois existem xenocristais de plagioclase do magma básico no granito. A interacção química foi também extensa, o que provocou o zonamento oscilatório na plagioclase e modificou a composição química dos glóbulos do magma máfico tendo sido atingido o equilíbrio isotópico e parcialmente o químico.

Os encraves terão resultado de misturas mecânicas e químicas de magma básico com magma granítico, mas foram

metassomatizados como indicado pela plagioclase com textura dendrítica e pela biotite posterior cortando os outros minerais.

REFERÊNCIAS

BARBARIN, B. (1990) - Granitoids: main petrogenic classifications in relation to origin and tectonic setting. Geolog. Jour., 25: 227-238.

BATCHELOR, R.A. a BOWDEN, P. (1985) - Petrogenetic interpretation of granitoide rock series using multicationic parameters. Chem. Geol., 48: 43-55.

CULLERS, R.L. e GRAF, J.L. (1984) - Rare earth element in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks- ore petrogenesis. Developments in Geochemistry 2: 275-316.

BARBARIN B. e DIDIER J. (1992) - Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interactions between coexisting felsic and mafic magmas. Trans. R. Soc. Edinburg: Earth Sci, 83: 145-153.

FOLEY, S.F., VENTURELLI, G., GREEN, D.H. e TOSCANI, L. (1987) - The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification and constrains for petrogenic models. Earth-Sci. Rev., 24: 81-157.

FOSTER, M.D. (1960) - Interpretation of the composition of trioctahedrical micas. U.S.Geol.Surv. Prof. paper, 354-B:1-49.

MAAS, R., NICHOLLS, I.A. e LEGG, C. (1997) - Igneous and metamorphic enclaves in the S-type granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia: petrographic, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence for crustal melting and magma mixing. Jour. Petrol., 38: 815-841.

MORIMOTO N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V., ROSS, M., SEIFERT, F.A. e ZUSSMAN, J. (1988) - Nomenclature of pyroxenes. Am. Mineral., 52: 535-550.

NACHIT, H., RAZAFIMAHEFA, N., STUSSI, J.M. e CARRON, J.P. (1985) - Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. C.R.Acad. Sc. Paris, 301, Série II(11): 813-818.

PAGEL M. e LETERRIER J. (1980) - The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France): shoshonitic affinity. Lithos, 13: 1-10.

Complexo Eruptivo de Nisa - cartografia geoquímica e mecanismo de implantação

A. R. SOLÁ*, M. L. RIBEIRO*, M. E. MOREIRA** & M. MOREIRA***.

Palavras-chave: Granitos; cartografia; geoquímica; elementos compatíveis e imcompatíveis; anisotropia da susceptibilidade magnética.

Resumo : Apresenta-se a cartografia geoquímica e novos dados da anisotropia da susceptibilidade magnética no Complexo Eruptivo de Nisa (CEN). Elaboraram-se dez cartas geoquímicas que permitiram definir dois padrões inversos de distribuição elementar no CEN. A geometria destes padrões sugere a intrusão sucessiva de litótipos derivados de diferentes protólitos crustais através de uma única fractura e posteriormente afectados por um sistema de fracturação tardio. Os dados da geoquímica e geomagnéticos sugerem progressão do magmatismo para Este onde ocorem os termos mais diferenciados.

Key-Words: Granites; geochemical mapping; compatible and imcompatible elements; ASM.

Abstract: The geochemical mapping and new data on the anisotropy of magnetic susceptibility of the Nisa Eruptive Complex (CEN) is presented. The ten geochemical maps drawn suggested two reverse patterns of distribution of elementary at CEN. These patterns geometry suggests successive intrusion of lithotypes derived from several crustal protolyths through a single fracture and later affected by a late stage fracturation system. The geochemical and geomagnetic data suggest progression of the magmatism towards East where the most differentiated terms occur.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho insere-se num vasto projecto que visa através da caracterização petrográfica/geoquímica e distribuição elementar nos magmatitos comprender os processos que presidiram à sua génese, implantação e ligações com as ocorrências minerais. O objecto em análise é, aqui, o Complexo Eruptivo de Nisa (CEN), que intrui no contacto entre a ZCI e a ZOM, onde ocorre associado a mineralizações de urânio e fósforo. (Fig.1).

Anteriores trabalhos, levaram à identificação de várias fácies em vários estádios de diferenciação a partir de diferentes protólitos crustais e, apontaram no sentido de intrusões através de uma fractura de direcção E-W situada na zona central do Complexo.

Apresenta-se agora a cartografia geoquímica detalhada, e os dados geofísicos entretanto obtidos, que permitem já uma primeira abordagem à interpretação petrológica e geodinâmica do CEN.

GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Métodos utilizados

A área abrangida pela amostragem é de cerca de 700 Km^2. Foram recolhidas 260 amostras segundo uma malha quadrada, centrada, com 2 Km de lado. Nas fácies com menor expressão cartográfica (alinhamento interno), a malha da rede foi ajustada de forma a recolher amostras representativas da sua distribuição no espaço (Fig.1). As amostras apresentaram-se bem conservadas, não tendo sido possivel recolher amostras em apenas doze dos locais originalmente previstos, nomeadamente a S do Complexo. A preparação dos pós e as análises químicas por FRX foram efectuadas no Laboratório do IGM.

Devido às diferentes gamas de teores, definiram-se inicialmente, para cada elemento, intervalos de variação independentes em cada fácies. Esta primeira operação, bastante detalhada, mostrou que era possível encontrar um conjunto de classes comuns a todas as fácies sem alteração da geometria da distribuição. O contorno dos intervalos foi desenhado considerando a meia distância entre os pontos amostrados.

Cartografia Geoquímica

Elaboraram-se mapas geoquímicos dos seguintes elementos menores: Zr, Ba, Sr, Rb, Sn, e também dos óxidos Fe_2O_3, P_2O_5, CaO, Na_2O e K_2O. A Figura 2 apresenta quatro das cartas geoquímicas obtidas, consideradas representativas dos padrões geométricos observados. Os dados estruturais recolhidos na bibliografia (CAMPOS &PEREIRA, 1991), foram

* Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Estrada da Portela, Apt 7586 - Zambujal, 2720 Alfragide

** Instituto Geológico e Mineiro, Laboratório, Rua da Amieira, 4465 S. Mamede de Infesta

*** Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, R. Escola Politécnica, 58, 1250 Lisboa

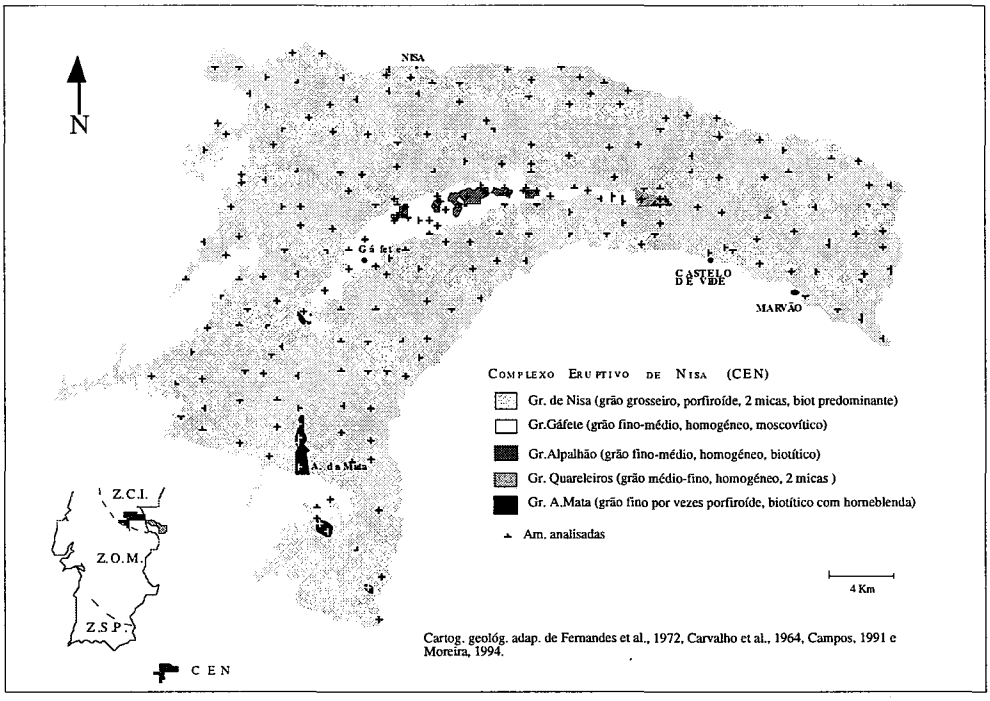


Fig1- Distribuição das diferentes fácies do CEN, suas características macroscópicas e localização das amostras consideradas neste trabalho.

sobrepostos a estas cartas para possibilitar a interpretação das suas relações com a geoquímica. Dos mapas obtidos salienta-se a existência dos seguintes traços fundamentais (Fig.1 e 2) :

- o padrão geométrico do granito de Gáfete é coerente com o do envolvente (granito de Nisa) que, por vezes, interpenetra;
- os padrões das restantes fácies (A.Mata, Alpalhão e Quareleiros) possuem geometria diversa;
- os padrões apresentam-se simétricos relativamente ao alinhamento interno e com acentuada assimetria E-W, aproximadamente ;
- a assimetria observável no Rb e P_2O_5, é inversa da que se observa para o Zr e Fe_2O_3 ;
- existe forte coerência entre a cartografia geoquímica e a fracturação do CEN.

ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

Os estudos magnéticos realizados tem incidido principalmente na região central do CEN e constam do estudo da anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM). Se nesta região já se obteve uma imagem do comportamento da anisotropia magnética (escalar e direcional), a elevada granulometria e variabilidade do estado de conservação do granito de Nisa ainda não permitiu uma sistematização desta análise. Por outro lado só a extensão destes estudos às restantes zonas do maciço, e a contribuição de um estudo gravimétrico previsto, poderá estabelecer mapas completos e apoiar a compreensão das relações entre as várias fácies e do mecanismo de implantação deste complexo granítico.

As relações entre a susceptibilidade magnética média, K=(K1+K2+K3)/3 e o grau de anisotropia P, (relação K1/K3), colocam estes granitos numa região em que $K< 150.10^{-6}$ SI e P<1.12. Análises de FeO e Fe_2O_3, mostram uma relação linear com a susceptibilidade magnética, permitindo caracterizar estes granitos como paramagnéticos (Rochette, 1987). As amostras de Nisa e Gáfete mostram ainda uma ligeira correlação entre a susceptibilidade e a anisotropia, sugerindo que as variações de composição podem controlar parcialmente a anisotropia. A ASM da fácies Quareleiros, na terminação do alinhamento interno, apresenta um comportamento anómalo. A fácies de A.Mata, com susceptibilidade magnética elevada, tende, como seria de esperar, a afastar-se do comportamento paramagnético evidenciado pelas outras fácies.

Estes resultados levam a concluir que a ASM dos granitos de Nisa é dependente da orientação e distribuição espacial da biotite. Nestas condições, a susceptibilidade magnética mínima, K3, coincide com o pólo do plano de clivagem (001)

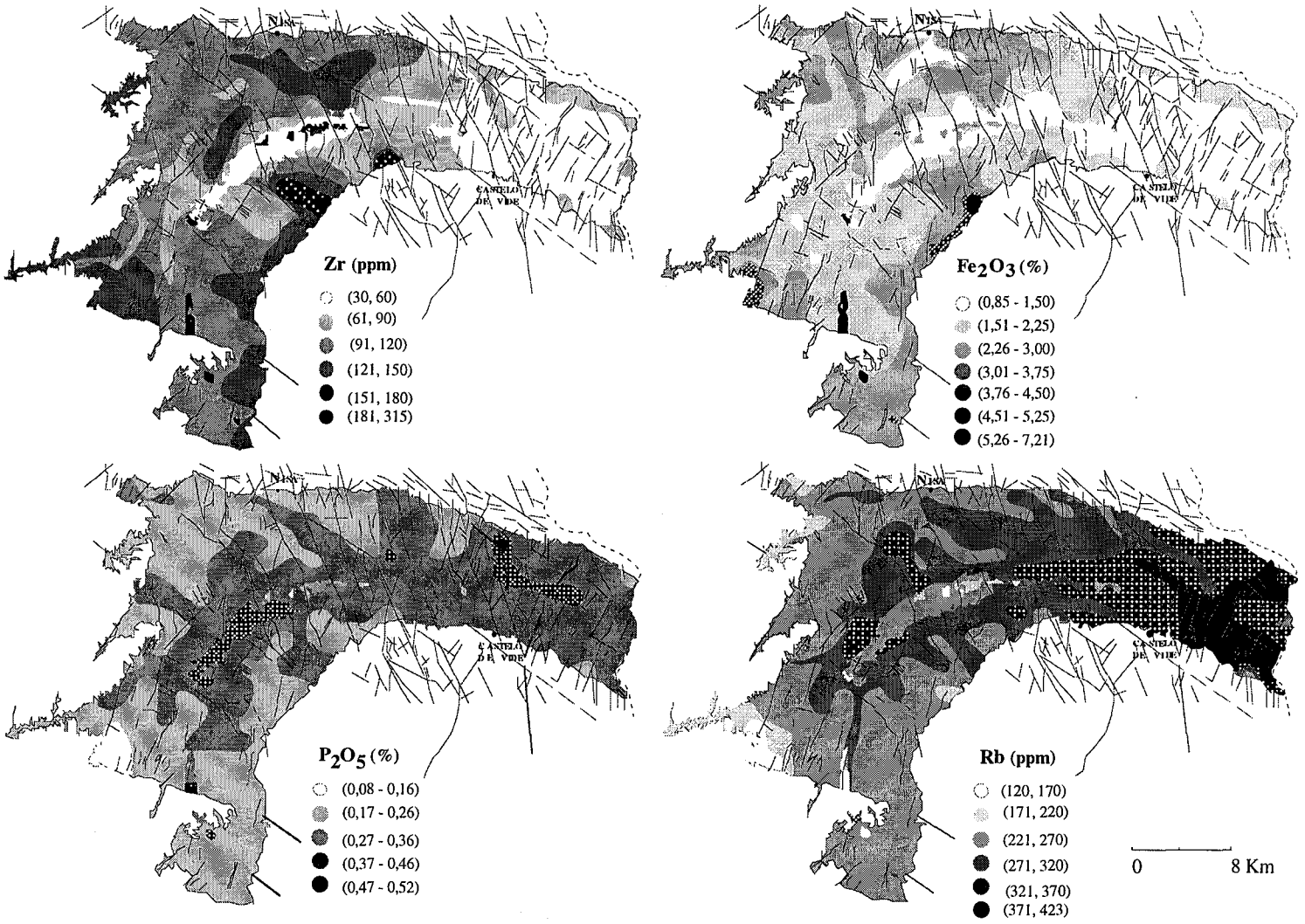


Fig. 2 - Cartografia geoquímica do Zr, Fe_2O_3, P_2O_5 e Rb no CEN.

da biotite, e a susceptibilidade magnética máxima, K1, coincide com o eixo de zona da distribuição dos mesmos planos de clivagem. Existe assim uma boa correspondência entre os dados direcionais da ASM e os dados direcionais da petrofábrica, o que permite validar a informação da ASM - foliação magnética e lineação magnética.

Na região analisada a lineação magnética acompanha globalmente o encurvamento do maciço. No entanto, orienta-se predominantemente NE-SW no interior do maciço (Nisa e Gáfete) e E-W à medida que se aproxima das zonas de contacto com o encaixante, em particular a norte, e sempre com inclinações que não ultrapassam os 45°. Numa região que parece atravessar todo o maciço, e localizada entre Monte da Pedra e a povoação de Gáfete, a lineação magnética apresenta direcções múltiplas, com inclinações médias superiores a 60°.

A orientação da foliação magnética é no geral concordante com o encurvamento do maciço. Em Nisa os planos de foliação encontram-se normalmente mais inclinados (>60°), em particular próximo das zonas de contacto a norte, relativamente a Gáfete onde raramente atingem este valor de inclinação.

DISCUSSÃO

Com a cartografia geoquímica do CEN, que constitui em si mesmo resultado importante para posterior intervenções neste complexo, passou-se também a dispôr de valioso contributo para a sua interpretação em termos petrogenéticos e do mecanismo de implantação. No entanto, esta só poderá ser cabalmente efectuada quando se dispuser da análise geofísica (gravimetria e parâmetros magnéticos) ainda em decurso. Os dados acima apresentados sugerem algumas interpretações mas sobertudo permitem colocar outros problemas.

As relações geoquímicas de concordância entre as fácies Nisa e Gáfete, litologicamente tão diferentes foram evidênciadas pela primeira vez e permitem colocar a hipótese de alguma relação genética entre ambas ao contrário do que acontece com as restantes. A confirmação desta relação deverá ser testada a partir de um estudo mineralógico exaustivo.

A simetria N-S e assimetria E-W parecem confirmar intrusão a partir do alinhamento interno com desenvolvimento de "ballooning" de cada lado. Por outro lado a ocorrência de fácies mais evoluidas em Rb a E, sugere que a progressão do Complexo migrou nesse sentido.

As relações elementares evidênciadas pela cartografia geoquímica deste complexo granítico evidenciou de forma clara diferenças de comportamento tomadas como padrão nos líquidos máficos. Assim por exemplo a concordância entre Fe_2O_3, e Zr geralmente tomados respectivamente como compatíveis e incompatíveis nos liquidos máficos estão aqui relacionados pela inclusão de zircão nas biotites.

O fósforo, por seu turno comportou-se como incompatível até aos estádios finais, em todas as fácies à excepção da de A. da Mata. As suas concentrações são elevadas nas fácies diferenciadas e as suas relações com as mineralizações regionais estão a ser objecto de estudo. A coerência observada entre a cartografia geoquímica e a estrutura é perfeita, indicando quer contemporaneidade e alguma presistência na movimentação tectónica tardiamente à instalação. A geometria das relações observadas permite definir os sentidos de movimentações (em estudo).

BIBLIOGRAFIA

CAMPOS, A.B.A.& PEREIRA, L.C.G. (1991). - A arquitectura e a fracturação no granito de Nisa (Alto Alentejo-Portugal). Memórias e Notícias, *Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, Coimbra, n°112.pp. 121-133.

FERNANDES, A. P.; PERES, A.M; CARVALHO, H F. & PERDIGÃO, J.C. (1973) Carta geológica de Portugal à escala 1/50 000 , folha 28D (Castelo de Vide) *Serv. Geol. Portugal.* Lisboa.

MOREIRA, A. (1994). Reconhecimento geológico, estrutural, petrográfico e geoquímico dos granitos de Alpalhão, Gáfete e Quareleiros. (Alto Alentejo). Estudos Notas e Trabalhos, *I.G.M.*, Porto.t36, pp. 103-117.

RIBEIRO,M.L.; MOREIRA, A.; MOREIRA, M.E.; MOREIRA, M.;FERREIRA, P. & TORRES, L. (1995).Geoquímica das fácies internas do complexo eruptivo de Nisa (NE Alentejo).IV Cong. Nac. Geol. Mem. n° 4. *Univ. Porto - Fac, Ciên. Mus. Lab. Min. Geol.*, Porto, pp. 801-804.

ROCHETTE, P., (1987). Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.*, 9: pp. 1015-1020.

SOLÁ, A.R.; MOREIRA, M.; MOREIRA, M.E.; & RIBEIRO, M.L., (1997). Relações geoquímicas e magnéticas nas fácies do Complexo Eruptivo de Nisa (NE Alentejo) - I Congresso Ibérico de Geoquímica, Sória.CEDEX editor; *Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas.* Espanha. pp. 28-35.

Análise Estrutural e Modo de Instalação do Pegmatito Granítico de Pereira de Selão - Vidago (N de Portugal)

M.F.C. PEREIRA *, C. L. GOMES ** & L. A. AIRES-BARROS *

Palavras-chave: pegmatito; estruturação bandada; fraccionação interna; cinemática de instalação

Resumo: O pegmatito de Pereira de Selão, localizado a SW do plutonito granítico de Santa Bárbara, constitui um dos maiores jazigos portugueses de materiais cerâmicos. Apresentam-se a análise estrutural e a paragénese essencial do pegmatito. A forma é tabular, com atitude sub-horizontal. A estrutura é bandada e a mineralogia é diversificada ao nível dos minerais de alteração deutérica, mas bastante simples no que diz respeito à fraccionação primária. Os acessórios tipomórficos são característicos de um patamar de fraccionação pouco evoluído (biotite, clorite, apatite). A reconstituição da morfologia do pegmatito sugere que a instalação e a estruturação interna dependem de sucessivas etapas de colapso, seguidas de preenchimento, em ambiente de cúpula granítica.

Key-words: pegmatite; layered structure; pegmatite evolution; intrusion kinematics

Abstract: The Pereira do Selão pegmatite, located at the border of the Santa Bárbra granite (Vidago- N Portugal), is one of the largest Portuguese ceramic pegmatites. In this study we present the structural analysis and the main paragenesis. It is a horizontal tabular pegmatite body. The structure is layered and the primary mineralogy is simple. The indicative minerals are typical of an early stage of pegmatite evolution (biotite, chlorite, apatite). The reconstitution of the pegmatite shape and structure suggests that the intrusion process is conditioned by several episodes of opening and filling, related to a collapse environment at the top of a magma chamber.

INTRODUÇÃO

O pegmatito de Pereira do Selão é um corpo tabular de grandes dimensões e de atitude sub-horizontal. Está enraizado no bordo SW do plutonito granítico de Santa Bárbara (Fig.1). A sua mineralogia é bastante simples. Os minerais primários essenciais são o quartzo e os feldspatos alcalinos (pertite, albite pura e microclina). O cortejo de minerais acessórios identificados até agora encontra-se em PEREIRA & GOMES (1998).

Este pegmatito é explorado para a produção de quartzo e feldspato desde 1968, mas o período de maior extracção iniciou-se em 1974.

A primeira referência bibliográfica ao corpo de Pereira de Selão encontra-se em TEIXEIRA *et al.* (1974), limitando-se a noticiar a exploração de quartzo e feldspato. RAMOS & OLIVEIRA (1980;1985) caracterizam sumariamente o pegmatito, considerando-o como filoneano, tabular, sub-horizontal e do tipo cerâmico. Estes autores atribuem-lhe uma espessura de 10 metros para uma extensão explorável de 100 metros de diâmetro. A estrutura interna é referida como bandada.

Prospecção e exploração subsequentes, bem como o trabalho de análise estrutural já realizado, vieram demonstrar que o pegmatito é estruturalmente complexo e bastante mais volumoso (possança máxima de 35 metros e extensão variável de 150 a 200 metros, considerando as reservas inferidas).

A abordagem metodológica que suporta uma aproximação ao modo de instalação do pegmatito, inclui as seguintes componentes de análise:

1) Cartografia dos contactos, das heterogeneidades morfológicas e da distribuição espacial das paragéneses;

2) Análise geométrica e cinemática de dispositivos estruturais internos, apelando a mecanismos de cristalização "in situ" e em fluxo;

3) Balizagem da fraccionação interna, com base na análise modal do pegmatito e das rochas graníticas do sistema;

4) Reconstituição da anatomia interna a partir das sucessivas frentes de desmonte, observadas desde 1986.

ENQUADRAMENTO E ESTRUTURA INTERNA

A estrutura interna é heterogénea, bandada paralelamente ao alongamento, e sem qualquer zonamento concêntrico. As bandas são constituídas essencialmente por intercrescimentos de cristais automórficos a sub-

* Instituto Superior Técnico - Laboratório de Mineralogia e Petrologia, Av. Rovisco Pais 1096 Lisboa Codex

** Universidade do Minho - Departamento de Ciências da Terra, Campus de Gualtar 4709 Braga Codex



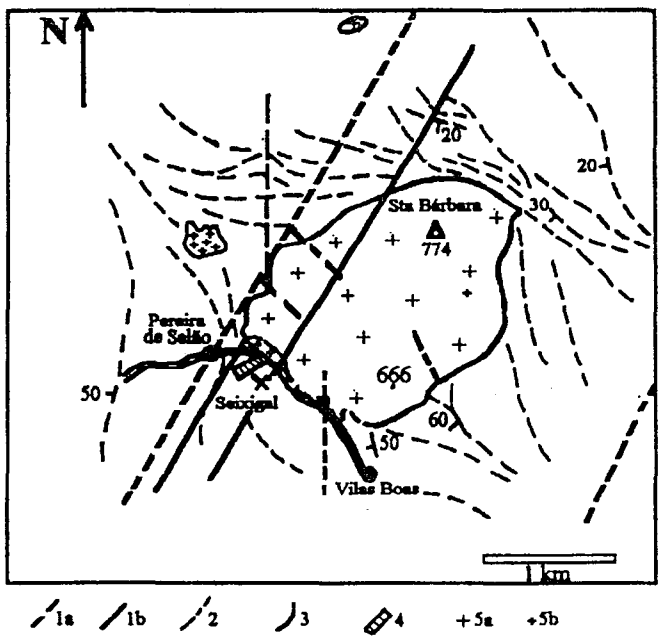


Figura 1 - Localização do afloramento do pegmatito de Pereira do Selão. Adaptação da carta geológica de Portugal à escala 1:50000 (TEIXEIRA & MEDEIROS,1969).
1a- alinhamentos tectónicos prováveis; 1b- acidentes tectónicos reconhecíveis; 2- trajectórias da superfície metamórfica mais penetrativa em formações do Silúrico, metamorfizadas; 3- contactos; 4- antigo afloramento do pegmatito de Pereira de Selão; 5a- granito moscovítico de grão médio a grosseiro, tendencialmente porfiróide (granito de Santa Bárbara); 5b- granito de duas micas. Nota: o vértice geodésico de Santa Bárbara e o ponto cotado apresentam as cotas em metros.

automórficos de quartzo e pertite, imbricados e organizados em pente, com alongamento vertical e alargamento complementar: ascendente no caso do feldspato e descendente no caso do quartzo. Define-se assim uma polaridade consistente do crescimento cristalino, e da fraccionação em cada banda pegmatítica individual. A possança das bandas varia de centimétrica a métrica, e tende a diminuir de E para W.

O carácter heterogéneo pode ser descrito apelando à disposição das unidades constituintes principais (na maior parte dos casos, estruturadas horizontalmente) e apelando à caracterização de dispositivos meso-escalares e critérios indicadores da cinemática de estruturação, os quais no seu conjunto podem permitir uma reconstituição do modo de instalação.

O perfil tipo que inclui o pegmatito de Pereira do Selão revela, de tecto para muro, a seguinte sequência de fácies litológicas: rochas metassedimentares (possivelmente do Silúrico) mais ou menos metassomatizadas; duas fácies graníticas com andaluzite (granito de duas micas de grão fino a médio e granito essencialmente biotítico de grão grosseiro); uma sequência de bandas pegmatíticas primárias; rochas graníticas, por vezes bandadas, com conteúdos variáveis de biotite. Estas últimas fácies graníticas podem surgir em intrusão na sequência de bandas pegmatíticas, que constituem a massa principal do corpo de Pereira de Selão.

Dada a configuração geométrica das relações de contacto intrusivo, as fácies graníticas superiores serão referidas como granito superior ou exogranito e as fácies graníticas situadas a muro referem-se como granito inferior ou endogranito. Qualquer destes granitos é mineralogicamente distinto do granito de Santa Bárbara (Fig. 1).

O contacto do pegmatito com o exogranito é brusco. Pelo contrário, o contacto das bandas pegmatíticas inferiores com o endogranito é gradacional, mostrando interfaces típicas de fraccionação e alteração deutérica. Por vezes, a separação entre bandas pegmatíticas é evidenciada pela existência de minerais de granularidade mais fina.

Parece existir uma sequência de instalação: granitos superiores - bandas pegmatíticas - granitos inferiores.

ESTRUTURAÇÃO COMPOSICIONAL

A estruturação composicional do sistema está patente na Fig. 2 e foi delineada atendendo à composição modal das rochas graníticas encaixantes, incluindo o granito de Santa Bárbara. A composição modal do pegmatito foi obtida por estimativa expedita, tomando em conta as áreas ocupadas por secções dos diferentes cristais nas frentes de desmonte. Trata-se de uma composição de referência, representativa das diversas bandas, cuja variabilidade modal intrínseca é pouco significativa.

Na mesma figura esboçaram-se as relações de fraccionação principais entre os tipos litológicos mais significativos.

À sequência de instalação acima referida: granito superior ou exogranito - bandas pegmatíticas - granito inferior ou endogranito, parece corresponder uma sequência evolutiva primária com a mesma ordem.

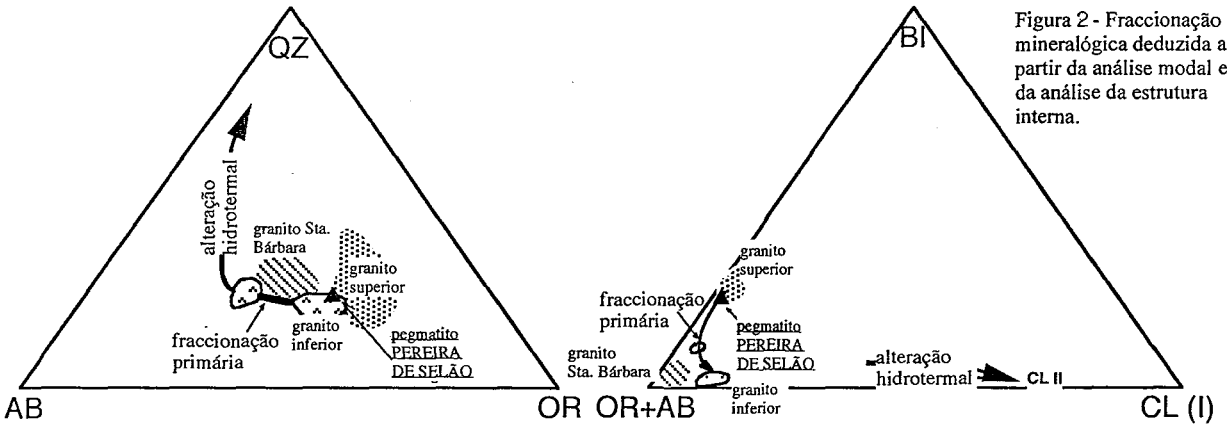


Figura 2 - Fraccionação mineralógica deduzida a partir da análise modal e da análise da estrutura interna.

UNIDADES PRINCIPAIS E DISPOSITIVOS MESO-ESCALARES - CRITÉRIOS INDICADORES DA CINEMÁTICA DA ESTRUTURAÇÃO

A análise mesoscópica da estrutura interna revela as seguintes unidades principais: (1) encraves metassomatizados de granitos (exogranito próximo do tecto, endogranito próximo do muro); (2) bolsa interna periférica; (3) bandas pegmatíticas individualizáveis, com estrutura interna em pente; (4) organizações feldspáticas plumosas típicas de "stocksheider" (NESEN, 1981); (5) estruturas "crack-seal"; (6) cavidades miarolíticas primárias; (7) unidades de substituição; (8) brechas, venulações e cavidades miarolíticas tardias; (9) corpos de rochas intrusivas secantes (predominando fácies endograníticas).

Os marcadores mineralógicos são o quartzo e os feldspatos alcalinos (pertite), cujos intercrescimentos indicam as principais relações de fraccionação interna, observáveis a diversas escalas.

Os principais dispositivos secundários (relações de intrusão e relações de substituição) são marcados por albite, moscovite, apatite, clorite e turmalina.

Considerando a Fig. 3, e de acordo com os critérios de análise expressos em GOMES (1986), são mais frequentes os dispositivos típicos de cristalização "in situ", neste caso relacionável com ambientes dilatacionais de estruturação sub-horizontal.

Apenas na unidade (2) acima referida, surgem evidências de barrragem e arrastamento por fluxo remanescente. A disposição helicoidal dos gigacristais de quartzo sugere a existência de fluxo magmático. Pela sua forma, aquela unidade, pode ter-se comportado como uma zona de alimentação de 1ª ordem (GAGNY & JOSSERAND, 1987), a partir da qual se deu o acesso das sucessivas vindas pegmatíticas. Assim, usando a dicotomia de colocação - proximal/distal (GOMES, 1986) - e de acordo com a organização estrutural observada na Fig. 3, a bolsa periférica teria na realidade uma posição proximal relativamente ao fulcro de emanação magmática, enquanto que as bandas horizontais estariam situadas num sector sujeito a colapso, distal relativamente àquele fulcro.

CONCLUSÕES - HIPÓTESE SOBRE A INSTALAÇÃO DO PEGMATITO

A disposição sub-vertical dos cristais de quartzo e feldspato nas bandas e o tipo de crescimento (complementar, com alargamento vertical), resulta de uma fraccionação em ambiente dilatacional, a qual, pela sua localização perigranítica, condicionada a uma caixa tabular com disposição sub-horizontal, pode estar dependente do colapso da cúpula de um plutonito. A fracturação vertical e as venulações tardias associadas (bloco-diagrama da Fig. 3), são conciliáveis com um deslocamento vertical tardio, necessário para acomodar a distensão resultante de sucessivos episódios de fracturação / preenchimento ou fracturação / selagem próprios de uma reactivação dilatacional cupular.

O colapso é acompanhado de um mecanismo de fraccionação polifásica (sucessivamente reactivada) em sistema granítico residual.

Em geral, a análise geométrica e cinemática de unidades primárias e de dispositivos chave, é compatível com o modelo acima exposto e sugere o acesso magmático a partir da bolsada proximal.

A aparente tendência evolutiva modal entre os diferentes granitóides considerados, em que a composição do pegmatito parece assumir um posicionamento intermédio entre fácies exograníticas e endograníticas, é também coerente com aquele modelo.

Nestas condições, é de explorar a hipótese de se estar perante um complexo endogranito/exogranito em que o pegmatito de Pereira de Selão funcionaria como um corpo intermédio do tipo "stocksheider", com uma morfologia e anatomia, atípicas (evidenciando reactivações sucessivas), e assimétrico, com enraizamento a E-NE.

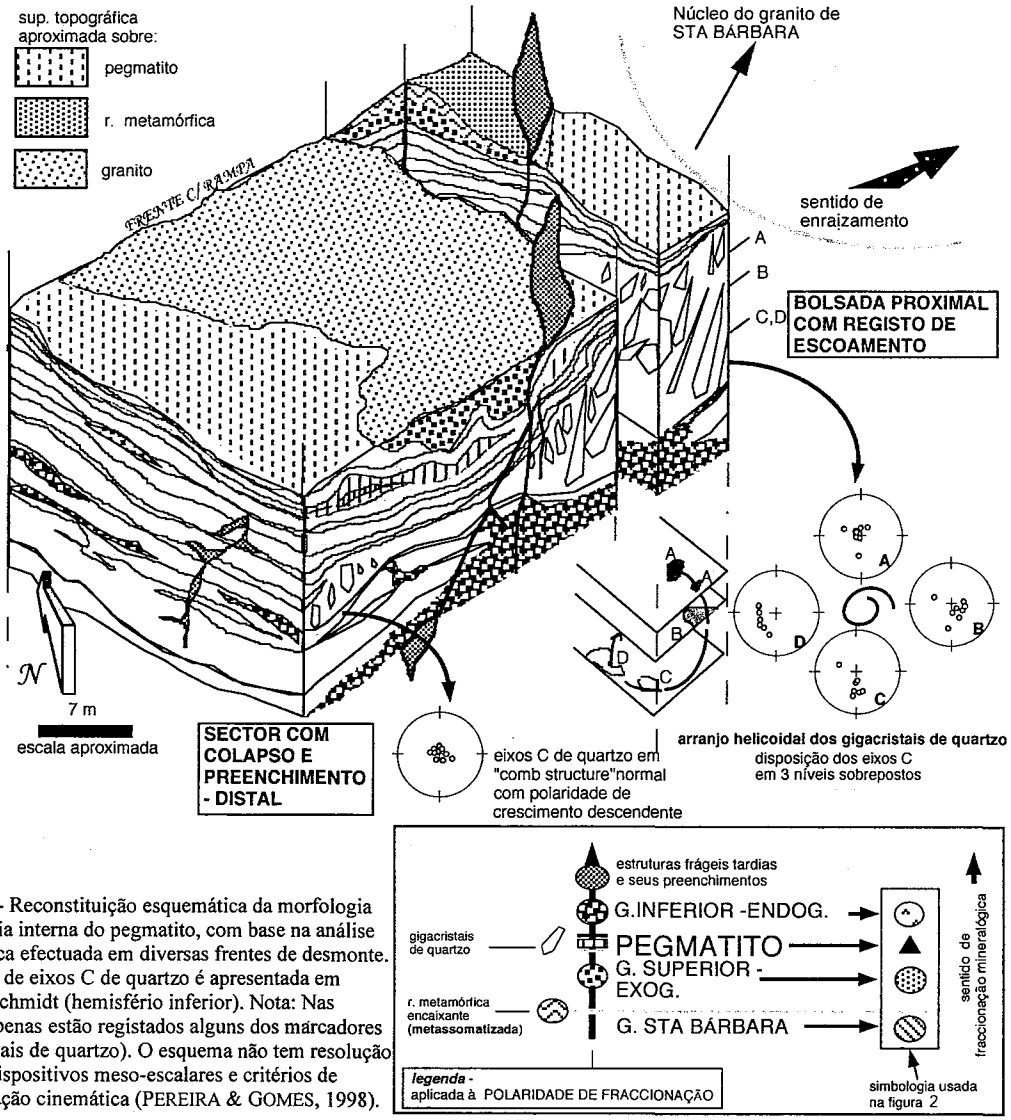


Figura 3 - Reconstituição esquemática da morfologia e anatomia interna do pegmatito, com base na análise geométrica efectuada em diversas frentes de desmonte. A atitude de eixos C de quartzo é apresentada em rede de Schmidt (hemisfério inferior). Nota: Nas bandas apenas estão registados alguns dos marcadores (gigacristais de quartzo). O esquema não tem resolução para os dispositivos meso-escalares e critérios de interpretação cinemática (PEREIRA & GOMES, 1998).

BIBLIOGRAFIA

GAGNY, C. & JOSSERAND , P.(1987) - Apport de la pétrologie structurale à la determination des zones d'alimentation dans les filons: étude du système filonien basaltique de Roques - Arièges (Hérault, France). *C.R.Acad.Sci.Paris*, 305, II: pp.1435-1440.

GOMES, C.L.(1986) - Campo filoneano da Serra de Arga (Minho): contribuição para o seu conhecimento estrutural e geoquímico. Síntese para as provas de A.P.C.C.. *Universidade do Minho.*165p.

PEREIRA, M. F. C. & GOMES, C. L. (1998) - Esboço de caracterização estrutural e mineralógica do pegmatito granítico do Seixigal - Pereira de Selão-Vidago. I Simpósio de Estudantes de Geologia - "Geologia, Ambiente e Sociedade". Livro guia de excursão - GOMES, M.E.; GOMES, C.L.; PEREIRA, M.F.C.. *UTAD.* pp. 12-17.

NESEN, G.(1981) - Le modèle exogranite-endogranite à stocksheider et la métallogenèse Sn-W. Étude des gisements de Fontão et Santa Comba (Galice, Espagne). Thèse 3ème cycle. *Univ.Nancy.*327p.

RAMOS, J. M. F. & OLIVEIRA, J. M. S. (1980) - O feldspato e o quartzo como matérias primas na indústria: definição dos seus jazigos minerais, guias para a prospecção e substâncias alternativas. *Bol. Minas*, 17 (1): pp. 1-13.

RAMOS, J. M. F. & OLIVEIRA, J. M. S. (1985) - Matérias primas não metálicas de Portugal (contribuição para o seu conhecimento). *Geonovas,* 8/9: pp. 69-91.

TEIXEIRA, C. & MEDEIROS, A. C. (1969) - Folha 6-B (Chaves) da carta geológica de Portugal à escala 1:50000. *Serviços Geológicos de Portugal.*

TEIXEIRA, C., ASSUNÇÃO, C.T. & COELHO, A. V. P. (1974) - Notícia explicativa da Folha 6-B (Chaves) da carta geológica de Portugal à escala 1:50000. *Serviços Geológicos de Portugal.*

Os Gnaisses pre-Hercínicos a Hercínicos Precoces da Serra de Vila Mendo (Sul de Penalva do Castelo) - ZCI: Caracterização estrutural e geoquímica

B. VALLE AGUADO*, J. NOLAN**, J. MEDINA*, M. E. MARTINS* & M. R. AZEVEDO*

Palavras-chave: Gnaisses, estrutura, geoquímica, Zona Centro-Ibérica, Penalva do Castelo.

Resumo: Os gnaisses da S. de Vila Mendo são orto-derivados de granodioritos (gnaisses biotíticos) e granitos (gnaisses leucocráticos). Os magmas intruiram antes ou durante a 1ª fase de deformação hercínica e foram afectados pelo metamorfismo e deformação polifásica hercínicos.

Key-words: Gneisses, structure, geochemistry, Central-Iberian Zone, Penalva do Castelo.

Abstract: The Serra de Vila Mendo gnaisses are derived from granodiorites (biotite gnaisses) and from granites (leucocratic gnaisses). The magmas were intruded before or during the first Hercynian deformation phase and were affected by the Hercynian poliphasic deformation and metamorphism.

INTRODUÇÃO

A área abrangida pela carta geológica, à escala 1:50000, nº 17-B (Fornos de Algodres) onde se inclui a região de Penalva do Castelo, está ocupada em quase toda a sua extensão por diferentes tipos de rochas graníticas. Excepto o granito de Sátão (de grão médio e duas micas) e o de Casal Vasco (porfiróide de grão médio e duas micas), considerados sintectónicos com a 3ª fase de deformação hercínica, os restantes granitóides da região intruiram tardiamente ou após a D3, há uns 300 m.a. (Azevedo & Nolan, *in press*).

As rochas encaixantes dos magmas graníticos estão representadas por retalhos de metassedimentos pertencentes ao Complexo Xisto-Grauváquico e, possivelmente, também ao Ordovícico (quartzitos, metagrauvaques e xistos negros do afloramento de Matela-Matança). Além disso, associados espacialmente aos metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico, ocorrem dois pequenos corpos de gnaisses quartzofeldspáticos: os Gnaisses de Maceira e os Gnaisses da Serra de Vila Mendo (Fig. 1).

Com o objectivo de, por um lado, caracterizar a estrutura da região de Fornos de Algodres para a integrar num contexto regional mais amplo e, por outro, de encontrar representantes (temporal e geoquimicamente possíveis) de protólitos que possam ter constituido um polo ácido de mistura para a génese dos magmas graniticos tardi- pós- D3 da região, os autores iniciaram o estudo das rochas encaixantes destes magmas. Neste trabalho apresentam-se os primeiros dados obtidos relativamente aos Gnaisses da Serra de Vila Mendo.

OS GNAISSES DA SERRA DE VILA MENDO E METASSEDIMENTOS ASSOCIADOS

A revisão da cartografia publicada a sul de Penalva do Castelo mostra que os gnaisses da S. de Vila Mendo ocupam uma maior extensão que a apresentada em trabalhos prévios (Gonçalves, 1990; Azevedo, 1996), sendo possível separar duas fácies: gnaisses biotíticos de grão fino e gnaisses leucocráticos de grão médio. A forma cartográfica do afloramento dos gnaisses é a de um anel alongado na direcção NW-SE, com o núcleo e a periferia (excepto a do SW) ocupados por metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico (Fig. 2). A cartografia e os dados meso- e microestruturais indicam que o corpo de gnaisses, com forma possivelmente tabular ou lenticular subparalela à estratificação do Complexo Xisto-Grauváquico, foi dobrado durante a D3 num sinforma com superfície axial subvertical e charneira duplamente mergulhante, para SE e NW.

Os metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico são constituídos por micaxistos e metagrauvaques, ocorrendo também, na mancha de Penalva do Castelo e no núcleo do sinforma, intercalações de rochas calcossilicatadas. Níveis centimétricos de gnaisses biotíticos e leucocráticos, paralelos à estratificação, podem ser encontrados localmente no núcleo do sinforma.

Os metassedimentos registam os efeitos da actuação de 3 fases de deformação, sendo a xistosidade mais penetrativa a S3, com direcção NW-SE no núcleo e a SE do sinforma, e WNW-ESE no bordo N.

* Universidade de Aveiro, Departamento de Geociências, 3810 Aveiro, Portugal

** Imperial College, Department of Geology, London, UK

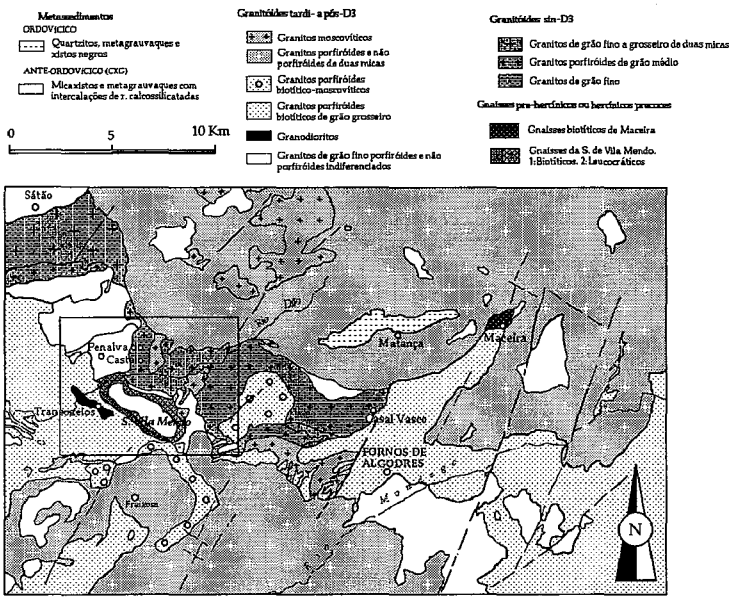


Figura 1- Mapa geológico simplificado da região de Fornos de Algodres; baseado em Ferreira Pinto (1983), Gonçalves (1990), Azevedo (1996) e dados próprios.

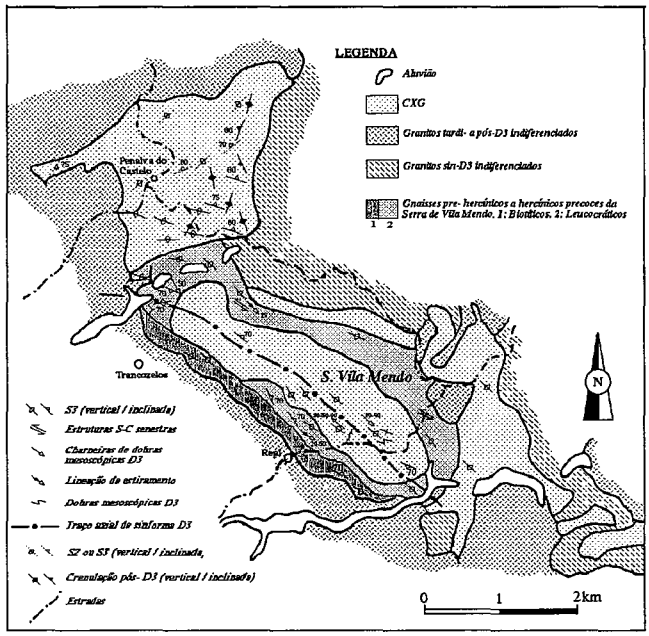


Figura 2- Mapa geológico do sinforme da Serra de Vila Mendo. Localização na figura 1.

O metamorfimo regional atingiu a zona da siliminate na maior parte da área em consideração, chegando nos níveis mais profundos à zona da silimanite+feldspato potássico, como o testemunha a mineralogia dos metapelitos da mancha de Penalva do Castelo e SE do sinforma da Serra de Vila Mendo. Além disso, nestas áreas, por vezes, encontram-se diferenciados quartzo-feldspáticos em níveis milimétricos resultantes provavelmente do início da fusão parcial.

As relações microestruturais blastese-deformação indicam que o pico metamórfico deve ter sido atingido antes da 3ª fase de deformação. A blastese da siliminate é bastante precoce, ante-D2 (sin-D1?).

Como se referiu, nos Gnaisses da Serra de Vila Mendo separaram-se duas fácies: gnaisses biotíticos de grão fino e gnaisses leucocráticos de grão médio. Em ambos casos, a foliação mais penetrativa e a que normalmente se observa no campo é uma S3, com orientação NW-SE, subvertical, com tendência a se tornar WNW-ESE a EW na parte norte do sinforma. À escala do afloramento a orientação da S3 apresenta oscilações de aproximadamente ±10°.

Em vários locais é possível observar a presença de una foliação prévia (S2) dobrada e transposta pela S3. Por sua vez, a foliação dobrada não é a primeira destas rochas, identificando-se com lupa e ao microscópio, restos de charneiras antigas que testemunham a existência de uma outra foliação anterior (S1). Resumindo, os gnaisses bioíticos e leucocráticos da Serra de Vila Mendo apresentam evidências estruturais de ter sido afectados, como o Complexo Xisto-Grauváquico encaixante, por 3 fases de deformação.

Associada à S3, observa-se uma lineação de estiramento mergulhante para SE e, no flanco NE, também relacionadas com a D3, encontram-se estruturas S-C , do tipo I de Lister e Snoke (1984), senestras e verticais em que os planos C se orientam WNW-ESE.

Os gnaisses biotíticos afloram apenas no flanco ocidental do sinforma, contactando a SW com granitos porfiróides biotíticos de grão grosseiro, tardi- a pós-D3 e, a NE, com os gnaisses leucocráticos ou com o Complexo Xisto-Grauváquico.

Do ponto de vista mineralógico, os gnaisses biotíticos estão constituídos por quartzo, plagioclase (andesina sódica: 32% mol. An), feldspato potássico e biotite, ocorrendo também apatite, zircão e opacos. Quartzo e feldspatos apresentam microestruturas indicativas de deformação plástica intracristalina e recristalização dinâmica. As biotites parecem ter recristalizado completamente, dispondo-se paralelamente à S3 ou desenhando arcos poligonais.

Se bem que modificada pela deformação sofrida, a textura original é ígnea, pelo que estas rochas devem corresponder a orto-gnaisses, derivados provavelmente de um granodiorito, dadas as proporções relativas dos minerais essenciais. No mesmo sentido aponta a geoquímica de elementos maiores, menores e traço das amostras analisadas (Tabela I).

Tabela I - Composição química dos gnaisses de Vila Mendo (elementos maiores e menores - %; elementos traço - ppm)

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	P.R.	Total	Ba	Sr	Zr	Y
G. leuc. 1	73.14	0.19	14.94	1.52	0.02	0.42	0.58	3.04	5.19	0.36	0.90	100.30	240	50	70	15
G. leuc. 2	73.45	0.16	15.36	1.07	0.02	0.29	0.35	2.35	5.30	0.32	1.54	100.21	290	55	50	10
G. biot.	61.41	1.16	16.93	6.24	0.09	1.94	3.08	3.37	4.32	0.67	0.67	99.88	1380	400	480	30

Os gnaisses leucocráticos estão constituídos por quartzo, feldspato potássico, plagioclase (mol. An<5%) moscovite e biotite, estando presentes apatite e algum zircão. Contêm também silimanite (fibrolite) e, ocasionalmente, andaluzite e granada.

Os minerais apresentam microestruturas de deformação plástica intracristalina e recristalização dinâmica. Apesar destas modificações, conservam-se texturas originais com caracteríticas ígneas, pelo que os gnaisses leucocráticos devem corresponder, como os biotíticos, a orto-gnaisses. Neste caso, contudo, apresentam, petrografica e geoquímicamente, composição granítica (Tabela I).

As relações temporais entre a formação da andaluzite e da granada com a deformação não foram possíveis de determinar. A granada ocorre preferencialmente nas zonas em que a biotite é mais escassa ou está totalmente ausente. Apresenta dimensões reduzidas, geralmente inferiores a 0.25 mm, embora alguns grãos possam atingir 1 mm de diâmetro. Os grãos são subeuédricos a anédricos, estão desprovidas de inclusões e ocorrem na matriz ou incluídos total ou parcialmente em quartzo, plagioclase, feldspato potássico e moscovite. Composicionalmente as granadas pertencem à série das piralspites, ricas em almandina e spessartite (alm = 60-70% mol., sps = 38-23% mol.), apresentando proporções de molécula pirópica inferiores a 6%. O perfil realizado num grão de granada mostrou a existência de um zonamento químico não muito intenso, caracterizado pelo aumento do Mn e Ca e diminuição do Fe do bordo para o núcleo (zonamento normal).

Pelas suas características texturais e composicionais e pelo tipo de rocha em que ocorre, a granada poderá ter uma origem ígnea. A formação deste mineral seria controlada por uma reacção semelhante à proposta por Miller e Stoddard (1981) (líquido + biotite → granada + moscovite), o que explicaria a sua ocorrência preferencial nas zonas onde a biotite é mais escassa, ou pela cristalização directa a partir de líquidos silicatados altamente diferenciados, em resultado do aumento da razão Mn/(Fe+Mg). Os dados actualmente disponíveis não permitem contudo afastar a hipótese de uma origem metamórfica, em que o zonamento normal seria o resultado de um processo de metamorfismo regional prógrado. O facto de apresentar um certo zonamento sugere que, independentemente da sua origem, o pico do metamorfismo a que os gnaisses leucocráticos foram sujeitos não deverá ter ultrapassado 550-600°C, pois que dadas as suas reduzidas dimensões, se a temperatura fosse superior, seria de esperar que o mineral apresentasse uma composição homogénea (Spear et al., 1990).

A fibrolite ocorre na matriz, com frequencia associada a biotites e moscovites (estas últimas a incluem sistematicamente). Como sucedia no encaixante, a formação da silimanite parece bastante precoce, possivelmente ante-D2 (sin-D1?).

CONCLUSÕES

Os gnaisses biotíticos e leucocráticos da Serra de Vila Mendo correspondem a orto-gnaisses derivados de rochas ígneas de composição, respectivamente, granodiorítica e granítica.

Os dados estruturais mostram que foram afectados pelas três primeiras fases de deformação hercínica que actuaram na região, indicando uma idade de instalação dos magmas ante-hercínica ou hercínica precoce (sin-D1).

A forte deformação interna de 3ª fase que tanto os gnaisses como os metassedimentos apresentam, bem como a presença de estruturas S-C senestras, sugerem que as estruturas de 3ª fase nesta zona podem estar relacionadas com uma zona de cisalhamento dúctil senestra, com orientação NW-SE (WNW-ESE na parte norte do sinforma?). A idade deste acidente seria anterior aos 300 m.a., época em que intruíram os magmas dos granitóides tardi- a pós D3.

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho foi financiada pelo projecto PRAXIS XXI 2/2.1/CTA/391/94.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AZEVEDO, M. R. (1996) - Hercynian Granitoids from the area the Fornos de Algodres area (Northern Central Portugal). *PhD Thesis,* Imperial College, 440 pp.

AZEVEDO, M. R. & NOLAN, J. (in press) - Hercynian late-post-tectonic granitic rocks from the Fornos de Algodres area (Northern Central Portugal). *Lithos.*

FERREIRA PINTO, A. F. (1983) - Rochas granitóides hercínicas pós-tectónicas da área de Sátão - Penalva do Castelo: Características petrológicas e geoquímicas. *Mem. Not. Mus. Lab. Geol. Univ. Coimbra*, nº 96, pp. 39-73

GONÇALVES, L. S. (1990) - Carta Geológica de Portugal nº 17-B (Fornos de Algodres), escala 1:50000. Serviços Geológicos de Portugal.

LISTER, G. S. & SNOKE A. W. (1984) - S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6: 617-638.

MILLER, C. F. & STODDARD, E. F. (1981) - The Role of Manganese in the Paragenesis of Magmatic Garnet: an example from the Old Woman-Piute Range, California. *Jour. Geology*, vol. 89, pp. 233-246

SPEAR, F. S., KOHN, M. J., FLORENCE, F. P. & MENARS, T. (1990) - A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determination. *Jour. Metamorphic Geology*, vol. 8, nº 6, pp. 683-696

Petrogénese de associações ácidas-básicas no contexto do plutonismo tardi-hercínico: o exemplo do maciço granítico de Celorico de Basto (Norte de Portugal)

G. DIAS*, N. FERREIRA**, J. LETERRIER*** & E. PEREIRA**

Palavras-chave: Plutonismo Hercínico; maciço compósito; gabro-granito; cristalização fraccionada; mistura de magmas.

Resumo: O maciço tardi-hercínico estudado é constituído pelo monzogranito de Celorico de Basto e por corpos de gabronorito, quartzodiorito, quartzomonzodiorito e granodiorito, de instalação síncrona há 308±4Ma. O gabronorito apresenta afinidade shoshonítica, não revelando características isotópicas de manto empobrecido. O monzogranito é peraluminoso, resultando essencialmente da fusão de materiais crustais (idade máxima 1.4Ga). A génese das rochas gabro-granodioríticas pode ser explicada por um processo combinando cristalização fraccionada de um magma mantélico e mistura com um magma crustal (representado pelo monzogranito). Este processo complexo explica o carácter compósito de alguns maciços tardi-hercínicos, caracterizados pela ocorrência de associações de rochas ácidas e básicas de afinidade monzonítica.

Key-words: Hercynian plutonism; composite massif; gabbro-granite; fractional crystallisation; magma mixing.

Abstract: The late-hercynian Celorico de Basto complex associates the Celorico de Basto monzogranite and the enclosed gabbronorite, quartzdiorite, quartzmonzodiorite and granodiorite bodies. A synchronous magmatic emplacement at 308±4Ma was obtained. The gabbro has a shoshonitic affinity, possibly derived from an enriched mantle source. The monzogranite is peraluminous and more likely the result of crustal anatexis (crust <1.4Ga). The genesis of the gabbro-granodiorite series can be explained by a process combining fractional crystallisation of a mantle-derived magma and magma mixing with a crustal component (represented by the monzogranite). This kind of complex process explains the composite character of some late-hercynian plutons, characterised by the occurrence of felsic-mafic associations of monzonitic affinity.

INTRODUÇÃO

Na génese das rochas graníticas hercínicas estão envolvidos processos geológicos complexos, tais como a reciclagem da crusta e/ou hibridação entre componentes crustais e mantélicos. Os encraves microgranulares máficos e os corpos de composição básica, frequentemente associados a séries graníticas calcoalcalinas e monzoníticas, são normalmente interpretados como representando o componente mantélico associado à génese dos granitóides. No entanto, é mal conhecida a natureza e a homogeneidade/heterogeneidade do manto superior aquando da orogenia hercínica. Embora seja geralmente admitido que a ascenção de magmas mantélicos na crusta continental cria uma anomalia térmica indutora de fusão parcial de diferentes níveis crustais, com consequente formação de magmas graníticos, não existe unanimidade de opinião relativamente aos diferentes processos petrogenéticos que conduzem ao desenvolvimento de maciços compósitos, associando rochas básicas a intermédias e rochas graníticas.

O maciço compósito tardi-hercínico de Celorico de Basto (ZCI, Norte de Portugal) constitui um bom exemplo de associação plutónica de rochas ácidas e básicas, sendo objecto de um estudo mineralógico, químico e isotópico (U-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd). No presente trabalho apresenta-se os dados disponíveis, tendo em vista a caracterização químico-mineralógica do maciço, o estabelecimento da idade de instalação e a discussão de modelos petrogenéticos explicativos da sua génese e evolução.

GEOLOGIA

O maciço granítico de Celorico de Basto situa-se na Zona Centro Ibérica da Cadeia Hercínica, associado à zona de cisalhamento Vigo-Régua, e pertence ao grupo dos granitóides essencialmente biotíticos tardi-F3 (Ferreira et al., 1987; Pereira, 1987, 1989). É constituído pelo monzogranito biotítico de Celorico de Basto, com raros encraves microgranulares máficos, associado a corpos hectométricos a quilométricos (máx. 3Km) de rochas de composição gabróica a granodiorítica (Pereira, 1987, 1989; Helal, 1992). O maciço é cortado por granito de duas micas, de grão fino, de instalação tardi a pós-F3.

* Departamento de Ciências da Terra, Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4719 Braga Codex, Portugal
** Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia, Rua da Amieira, 4466 S. Mamede de Infesta Codex, Portugal
*** Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, CNRS, B.P. 20, 54501 Vandouvre-lès-Nancy, France

Procedeu-se a uma cartografia de detalhe (escala 1:5000) dos corpos máficos que apresentam maior variabilidade petrográfica: manchas de Carvalho, Carvalheira e Carvalho Velho. Estes corpos revelam uma estrutura zonada, desde gabronoritos a quartzodioritos, quartzomonzodioritos e granodioritos. Os contactos são tipicamente magmáticos, graduais ou por vezes francos, mas neste caso lobados ou interdigitados. A fácies mais externa é um granodiorito biotítico, porfiróide de matriz fortemente heterogranular (grão fino e grosseiro), que estabelece uma passagem gradual ao monzogranito biotítico de Celorico de Basto com textura porfiróide de grão grosseiro. Estes dados revelam sincronismo de instalação das diferentes unidades que constituem o maciço de Celorico de Basto.

O monzogranito de Celorico de Basto possui a seguinte associação mineralógica: quartzo (28-33%), feldspato potássico pertítico (21-29%), plagioclase An 21-34 (27-32%), biotite (10-12%), moscovite (2-4%) e acessórios (apatite+zircão+ilmenite+monazite±cordierite). Os gabronoritos são rochas melanocratas de grão médio, cuja mineralogia inclui labradorite (An 50-66), olivina, ortopiroxena (En 60-75), clinopiroxena (augite-salite), horneblenda actinolítica, biotite magnesiana (Mg/(Fe+Mg)=0.64-0.68), apatite e ilmenite. Nos quartzodioritos e quartzomonzodioritos estão ausentes a ortopiroxena e a olivina, ocorrendo como minerais máficos horneblenda actinolítica, biotite magnesiana e rara clinopiroxena. Trata-se de rochas melano a mesocratas (M 54-30) de grão médio a fino, predominando a anfíbola sobre a biotite nas composições quartzodioríticas. Nos granodioritos biotíticos de grão fino ou fino a médio, por vezes com tendência porfiróide, e nos granodioritos biotíticos porfiróides de matriz heterogranular (grão fino e grosseiro) o máfico presente é a biotite, sendo a anfíbola rara. Trata-se de rochas leucocratas (M 17-23), com plagioclase de composição oligoclase-andesina (An 27-39).

DADOS QUÍMICOS

Procedeu-se à análise química de amostras representativas das diferentes unidades em estudo, por ICP-AES para os elementos principais e por ICP-MS para os elementos vestigiais (incluindo elementos de terras raras).

As diferentes unidades que constituem o maciço de Celorico de Basto apresentam um largo intervalo de variação da composição química (SiO2=48.6-71.4%; MgO=0.6-12.4%; CaO=1.2-7.4%) (fig.1). Verifica-se existir continuidade evolutiva entre as diferentes fácies dos corpos gabro-granodioríticos e entre estes e o granito de Celorico de Basto, sem hiatos composicionais significativos. Paralelamente ao decréscimo dos valores do parâmetro Fe+Mg+Ti (proporcional ao conteúdo em minerais máficos e utilizado como índice de diferenciação) verifica-se: aumento dos teores em Si, Na, K, Rb e diminuição de Ca, Sr, Cr; tendências curvilíneas com acréscimo inicial (para composições básicas a intermédias) e posterior decréscimo de Al, Ti, P, Ba (fig. 1). Estas tendências curvilíneas podem ser explicadas por um processo de fraccionamento mineralógico, com variação significativa das associações minerais que fraccionam (de plagioclase rica em cálcio+olivina+ortopiroxena+clinopiroxena a plagioclase mais sódica+anfíbola+biotite+apatite).

O gabronorito apresenta afinidade shoshonítica e, juntamente com as restantes fácies dos corpos gabro-granodioríticos, distribuem-se no diagrama R1-R2 (La Roche et al., 1980) segundo uma tendência evolutiva típica de associações monzoníticas, idêntica à observada nas séries plutónicas do maciço de Ballons (Vosges; Pagel e Leterrier, 1980) e do maciço de Braga (Dias & Leterrier, 1994). O monzogranito de Celorico de Basto é peraluminoso, com Al-(Na+K+2Ca)>25 (Debon & Le Fort, 1982) e 2% de corindo normativo.

DADOS ISOTÓPICOS

Os dados isotópicos U-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd foram obtidos segundo os métodos analíticos descritos por Dias & Leterrier (1994), Dias et al. (em publicação).

Procedeu-se à análise isotópica U-Pb de uma fracção (0.17mg) de monazite euédrica e límpida, proveniente de uma amostra do monzogranito de Celorico de Basto. É praticamente concordante (-0.41% de discordância) e fornece uma idade $^{207}Pb/^{235}U$ de 308±4Ma, considerada como a idade de cristalização do granito. Dado o carácter síncrono das diferentes unidades do maciço de Celorico de Basto, este valor pode ser interpretado como representando a idade de instalação do maciço, situando-se no intervalo de idades de 306-311Ma proposto por Dias et al. (em publicação) como a idade do plutonismo tardi-F3 na ZCI. O valor obtido está igualmente de acordo com idades obtidas em fácies graníticas equivalentes: granito de Celeirós (região de Braga), Rb-Sr 308±6Ma (Dias & Leterrier, 1993), U-Pb 306±2Ma (Dias et al., em publicação); granito de Vieira do Minho, U-Pb 311±2Ma (Martins et al., 1997).

Os valores de εNd e da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial (Sri) foram calculados à idade de instalação do maciço (308Ma). O gabronorito não possui características isotópicas de manto empobrecido (Sri=0.7053, εNd=–2.3), apresentando composição isotópica idêntica à do gabro do maciço de Braga (Sri=0.7050, εNd=–2.5; Dias & Leterrier, 1994) (fig. 2). O granito de Celorico de Basto é caracterizado por razões Sri mais elevadas (0.7089 a 0.7090) e mais baixos valores do parâmetro εNd (-5.7 a –5.6), valores idênticos aos referidos por Dias & Leterrier (1993) para uma fácies granítica

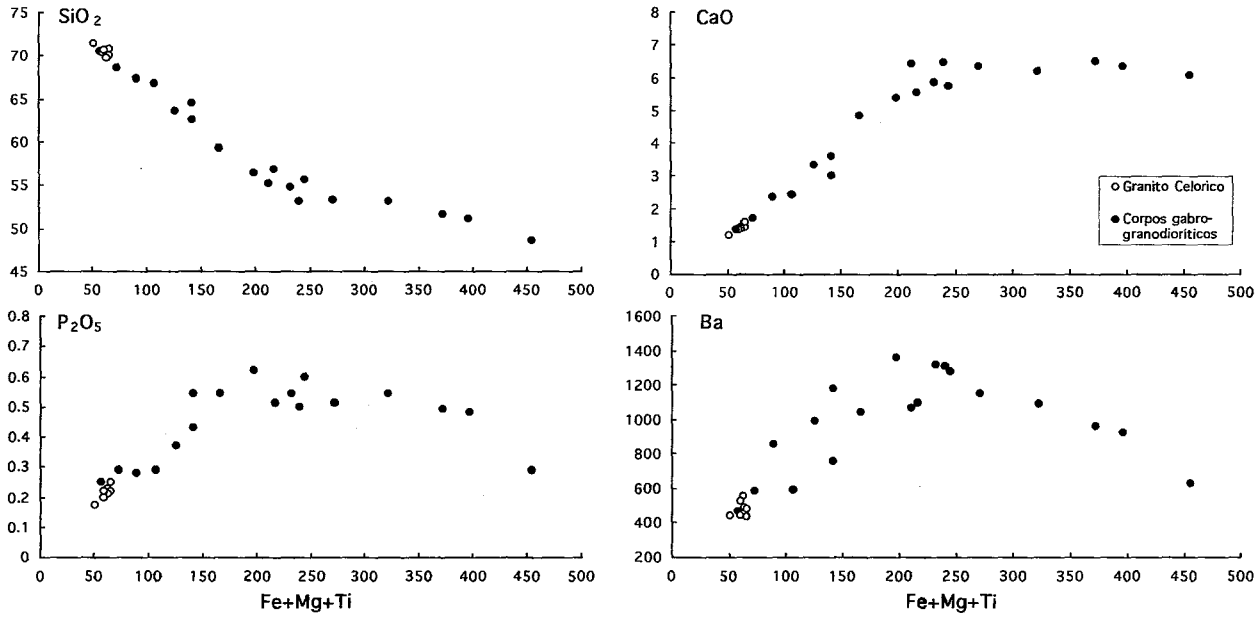


Fig. 1 – Diagramas de variação de elementos principais (%) e vestigiais (ppm) em função de Fe+Mg+Ti (parâmetro expresso em milicatiões por 100g de rocha e proporcional ao conteúdo em minerais máficos) do maciço de Celorico de Basto.

equivalente, o granito porfiróide de grão grosseiro de Celeirós (Sri=0.7084 a 0.7089, εNd=–5.6 a –5.1). As composições isotópicas das restantes fácies dos corpos gabro-granodioríticos situam-se na gama 0.7055-0.7074 para Sri e –2.6 a –4.9 para εNd, valores intermédios entre os obtidos para o gabronorito e para o monzogranito de Celorico de Basto. No diagrama εNd-Sri as amostras dos corpos gabro-granodioríticos e do granito de Celorico de Basto distribuem-se segundo uma curva hiperbólica de mistura (fig. 2).

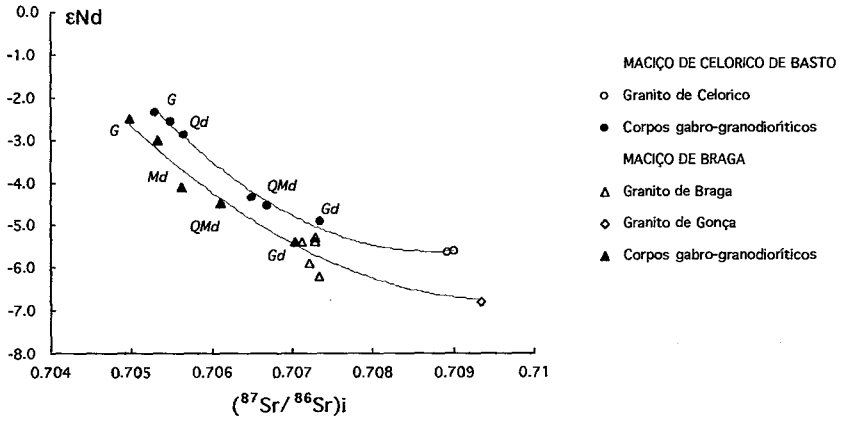


Fig. 2 – Diagrama εNd vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial das diferentes unidades dos maciços de Celorico de Basto e de Braga. Parâmetros calculados à idade de instalação dos maciços: Celorico de Basto, 308Ma; Braga, 310Ma. G-gabro; Qd-quartzodiorito; Md-monzodiorito; QMd-quartzomonzodiorito; Gd-granodiorito.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O maciço de Celorico de Basto é compósito e de afinidade monzonítica, tendo-se instalado há 308Ma (instalação tardi-F3). O carácter peraluminoso e a composição isotópica do granito de Celorico de Basto sugerem uma forte contribuição crustal na génese do magma granítico. A idade modelo Nd (calculada relativamente ao manto empobrecido) de 1.4Ga obtida para este granito fornece uma estimativa do tempo de residência crustal, portanto, da idade máxima da fonte crustal. Esta valor situa-se no intervalo de 1.2-1.4Ga referido na literatura para granitos crustais tardi-hercínicos da ZCI (Dias & Leterrier, 1993; Beetsma, 1995). O gabronorito, apesar do seu carácter primitivo, não revela características

isotópicas de manto empobrecido, situação idêntica à verificada com o gabro do maciço tardi-F3 de Braga (Dias & Leterrier, 1994). O gabro da região de Farminhão-Portela (Viseu) apresenta-se menos enriquecido, com Sri=0.7043 e εNd=+0.5 (Beetsma, 1995). Esta característica isotópica do Sr e do Nd presente nas rochas gabróicas de maciços tardi-F3 pode ser herdada do protólito (manto enriquecido) ou resultar de um magma mantélico empobrecido afectado por assimilação de material crustal geoquimicamente mais evoluído. As várias unidades do maciço de Celorico de Basto evidenciam tendências evolutivas curvilíneas para alguns elementos principais e vestigiais, explicáveis por um processo de cristalização fraccionada. No entanto, os dados isotópicos de Sr e Nd inviabilizam um mecanismo simples de cristalização fraccionada, sugerindo um processo de mistura entre dois magmas (básico e ácido). Assim, os dados químicos e isotópicos excluem a hipótese de uma fonte única e de uma evolução magmática simples associando todas as unidades. A variabilidade composicional dos corpos gabro-granodioríticos do maciço em estudo resultará de um processo petrogenético que combina cristalização fraccionada de magma mantélico (representado pelo gabronorito) e hibridação com o magma ácido essencialmente crustal de Celorico de Basto (AFC; De Paolo, 1981).

Os estudos desenvolvidos nos maciços graníticos de Braga e de Celorico de Basto revelam que o carácter compósito destes maciços se poderá explicar por processos complexos de cristalização fraccionada e hibridação envolvendo dois magmas, básico e ácido. A taxa de cristalização fraccionada é muito elevada na etapa inicial do processo evolutivo (passagem de composições gabróicas a quartzodioríticas), diminuindo progressivamente até composições granodioríticas, enquanto que a taxa de assimilação de magma ácido aumenta. É de salientar ainda que nos dois casos estudados se verifica relativa homogeneidade do componente mantélico e forte heterogeneidade das fontes crustais.

Este trabalho foi realizado no âmbito do Projecto PRAXIS /2/2.1/391/94, tendo ainda recebido apoio da Rede de Formação–Investigação RFR 38 (FCT-Portugal/MESR-França).

REFERÊNCIAS

BEETSMA, J. J. (1995) - The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal. Ph.D. Thesis. *Vrije Universiteit.* Amsterdam. 223 p.

DE PAOLO D. J. (1981) – Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. Earth Planet. Sci. Lett., 53: pp. 189-202.

DEBON, F. & LE FORT, P. (1982) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, Earth Sciences, 73: pp. 135-149.

DIAS, G. & LETERRIER, J. (1993) - Cronologia e petrogénese de granitóides biotíticos tardi-hercínicos (Minho, Portugal). Estudo isotópico Rb-Sr e Sm-Nd. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto*, 3: pp. 369-373.

DIAS, G. & LETERRIER, J. (1994) - The genesis of felsic-mafic plutonic associations: a Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga Granitoid Massif (Northern Portugal). *Lithos*, 32: pp. 207-223.

DIAS G., LETERRIER J., MENDES A., SIMÕES P. P. & BERTRAND J. M. (em publicação) – U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos.*

FERREIRA, N., IGLESIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1987) - Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. *In*: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza & M. D. Rodriguez Alonso (Eds), Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. *Ed. Rueda*. Madrid. pp. 37-51.

HELAL B. (1992) – Granitoïdes, granites à métaux rares et hydrothermalisme associé: géologie, minéralogie et géochimie de plusieurs suites tardi-hercyniennes (Nord du Portugal). Thèse de doctorat. *École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne*. Saint-Étienne. 507 p.

LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P. & MARCHAL M. (1980) – A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: pp. 183-210.

MARTINS H. C., NORONHA F. & LETERRIER J. (1997) – Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Rb-Sr dos maciços graníticos tarditectónico de Vieira do Minho e pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar (Norte de Portugal). Actas da XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Vila Real. pp. 115.

PAGEL M. & LETERRIER J. (1980) – The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France): shoshonitic affinity. *Lithos*, 13: pp. 1-10.

PEREIRA E. (1987) – Estudo geológico-estrutural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica. Tese de doutoramento. *Serviços Geológicos de Portugal.* Lisboa. 274 p.

PEREIRA E. (1989) – Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 10-A (Celorico de Basto). *Serviços Geológicos de Portugal.* Lisboa. 53 p.

Plutonismo Hercínico na Região de Lamego (Norte de Portugal)

M. E. R. MARTINS *

Palavras-chave: granitóides, geoquímica, Zona Centro-Ibérica, Lamego

Resumo: Os granitóides da região de Lamego constituem um batólito complexo, sin-orogénico relativamente à terceira fase de deformação hercínica., composto por intrusões de composição variada: granitos biotíticos, granitos de duas micas, granitos biotítico-moscovíticos, granitos moscovíticos, granodioritos e vosguesitos. Os dados da petrografia, geoquímica e geologia isotópica apontam para a existência de séries magmáticas distintas, cuja génese foi condicionada essencialmente por processos de anatexia crustal de fontes heterogéneas, acompanhada, no caso dos granitos biotítico-moscovíticos, por processos de hibridização e contaminação com magmas básicos de origem mantélica.

Key-words: granitoids, geochemistry, Central Iberian Zone, Lamego

Abstract: The Lamego granitoids form a complex batholith, sin-orogenic in relation with the third Hercynian deformation phase, composed of several intrusions of different composition: biotite granites, two-mica granites, biotite-muscovite granites, muscovite granites, granodiorites and vosgites. Field, petrographic, geochemical and isotopic data suggest the existence of different magmatic series. Their genesis is propably related with processes of crustal antexis, combined, in the case of the biotite-muscovite granites, with hybridization and contamination with mantle-derived magmas.

INTRODUÇÃO

A região de Lamego, representada na folha 14-A da Carta Geológica de Portugal, escala 1:50 000 do Instituto Geológico-Mineiro, insere-se nos terrenos autóctones da Zona Centro-Ibérica, mais concretamente no "Domínio das Dobras Verticais", definido por Díez Balda et al. (1990). Os terrenos mais antigos estão representados pelas formações ante-ordovícicas do Complexo Xisto-Grauváquico, sobre os quais repousam em discordância os metassedimentos do Ordovícico e Silúrico (Teixeira et al., 1969). Durante a orogenia hercínica os metassedimentos foram intruídos por volumes consideráveis de rochas granitóides de natureza variada (granitos biotíticos, granitos de duas micas, granitos moscovíticos, granitos biotítico-moscovíticos, granodioritos, vosguesitos) (fig. 1), considerados por Ferreira et al. (1987) como pertencentes ao grupo dos granitóides sin-orogénicos em relação à terceira fase de deformação hercínica.

Na região foram identificadas três fases de deformação hercínicas de carácter dúctil (D_1, D_2 e D_3), das quais só a primeira (D_1) tem carácter regional, afectando todas as formações metassedimentares e dando origem a dobras de grande comprimento de onda, com xistosidade de plano axial associada, de direcção NW-SE e pendor próximo da vertical. As duas últimas fases de deformação dúctil têm um carácter mais restrito, quer pela sua intensidade, quer pela distribuição espacial das estruturas geradas.

O metamorfismo regional é marcado pela blastese de clorite, biotite, distena, silimanite e andalusite. O clímax metamórfico (blastese da silimanite) foi atingido no fim da D_2, início da D_3, não mostrando nenhuma relação com a implantação dos granitos sin-tectónicos. Durante a terceira fase de deformação, D_3, o gradiente metamórfico evoluiu para condições de menor pressão e temperatura em relação às fases anteriores (blastese de andalusite).

Com base em critérios de campo e critérios petrográficos os granitóides foram divididos dois grupos principais no que respeita à idade de instalação: granitos sin-tectónicos em relação à terceira fase de deformação hercínica e granitóides tardi-tectónicos (Martins, 1997).

No primeiro grupo incluem-se os granitos biotíticos (Gr. Lamego) e os granitos de duas micas. Estes granitos apresentam uma anisotropia planar de intensidade variável, aproximadamente concordante com as estruturas regionais de terceira fase, conferida pela orientação preferencial da biotite e nos granitos biotíticos também pelos fenocristais de feldspato potássico. A anisotopia planar observada à escala macroscópica é acompanhada à escala microscópica por deformação intracristalina generalizada (Qz com extinção ondulante, subgranulação e bandas de deformação, Pl com maclas curvas e extinção ondulante, Bio com extinção ondulante, bordos de recristalização no Fp e Pl). Acrescente-se ainda que os granitos de duas micas apresentam um gradiente de deformação que aumenta de N para S, e culmina com o desenvolvimento de uma foliação gnaissica paralela à xistosidade S_3 dos metassedimentos encaixantes; na região a N de Almofala esta foliação está por sua vez afectada por cisalhamentos esquerdos verticais, com orientação E-W, e lineação de estiramento sub-horizontal, que se expressa à escala macro e microscópica pelo desenvolvimento de uma textura de carácter milonítico.

* Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810 Aveiro, Portugal

No segundo grupo (tardi-D_3) integram-se os granitos moscovíticos, granitos biotítico-moscovíticos, granodioritos e vosguesitos. À escala macroscópica estes granitóides apresentam uma textura essencialmente isotrópica, embora nas variedades porfiróides dos granitos biotítico-moscovíticos os fenocristais de feldspato possam estar orientados. À escala microscópica observa-se em praticamente todas as fácies uma deformação intracristalina incipiente (Qz com extinção ondulante, Pl com maclas em cunha).

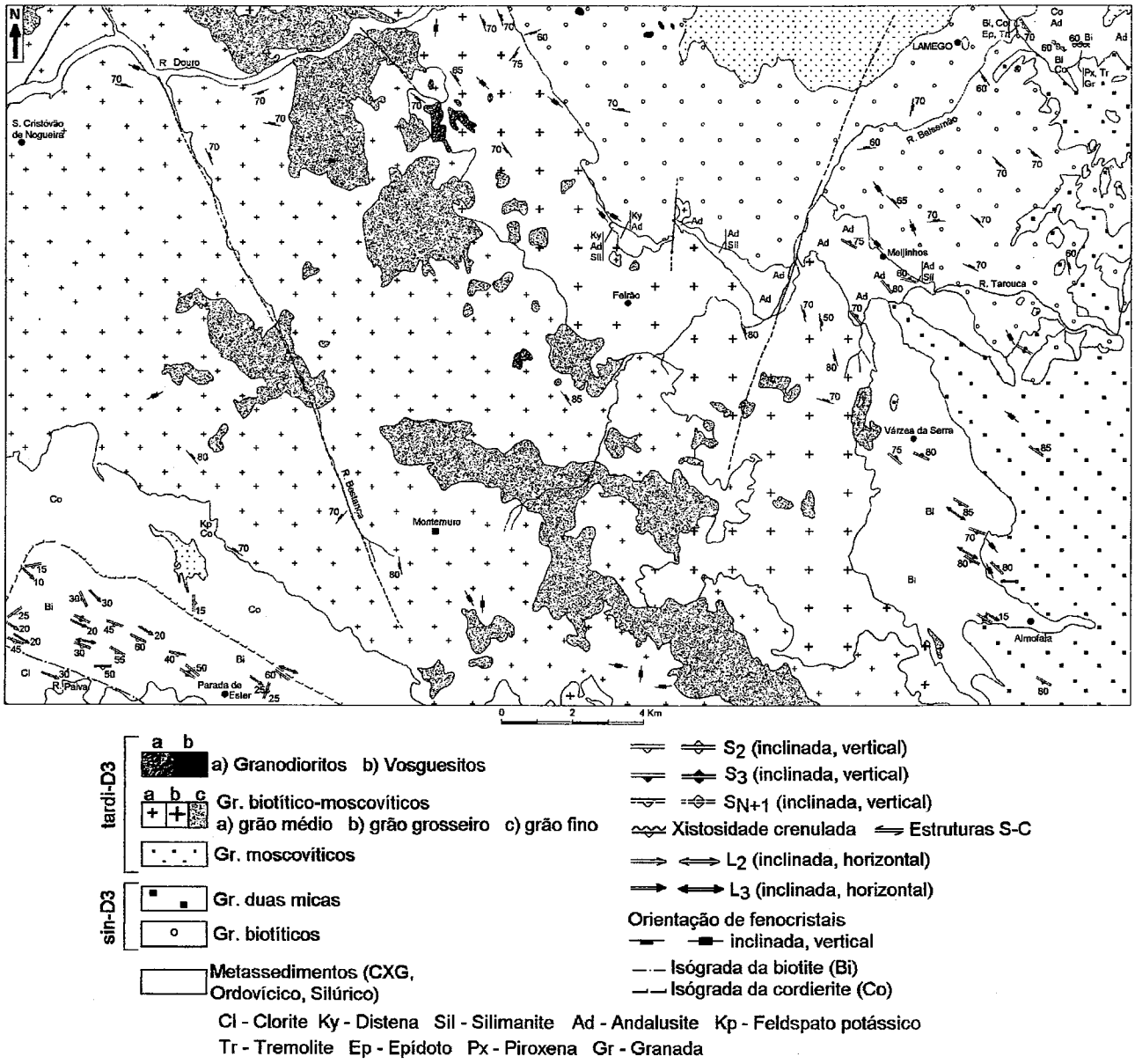


Fig. 1 - Mapa geológico simplificado da região de Lamego, baseado em Teixeira et al. (1969) e Martins (1997)

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA

Os dados da petrografia, química mineral e geoquímica apontam para a existência de descontinuidades composicionais e evolutivas, que sugerem a existência de várias séries magmáticas, originadas a partir da fusão parcial de protólitos de composição diversa.

Os granitos biotíticos caracterizam-se por apresentarem uma plagioclase de composição bastante variável (An1-An36), biotite relativamente rica em Mg e pela ausência de moscovite e aluminossilicatos. Nos diagramas de variação de elementos maiores e elementos-traço (fig. 2) estes granitos definem tendência rectilíneas ou muito

ligeiramente curvas, distintas das tendências evolutivas das restantes fácies e também dos encraves máficos microgranulares. A ausência de minerais característicos de magmas peraluminosos, o facto de as amostras representativas destes granitos definirem no diagrama QAP uma sequência calcoalcalina granodiorítica, projectando-se totalmente fora do campo dos "granitos anatéticos" e o seu carácter fracamente peraluminoso (A/CNK = 1- 1.09) sugerem que o magma parental destes granitos se terá gerado por fusão parcial de fontes crustais metaígneas de composição intermédia-básica e assimilação de quantidades limitadas de material metassedimentar (metagrauvaques). O calor necessário para a fusão parcial do material da crusta inferior seria fornecido por magmas mantélicos intruídos na base da crusta, de que os encraves máficos microgranulares inclusos nestes granitos seriam derivados.

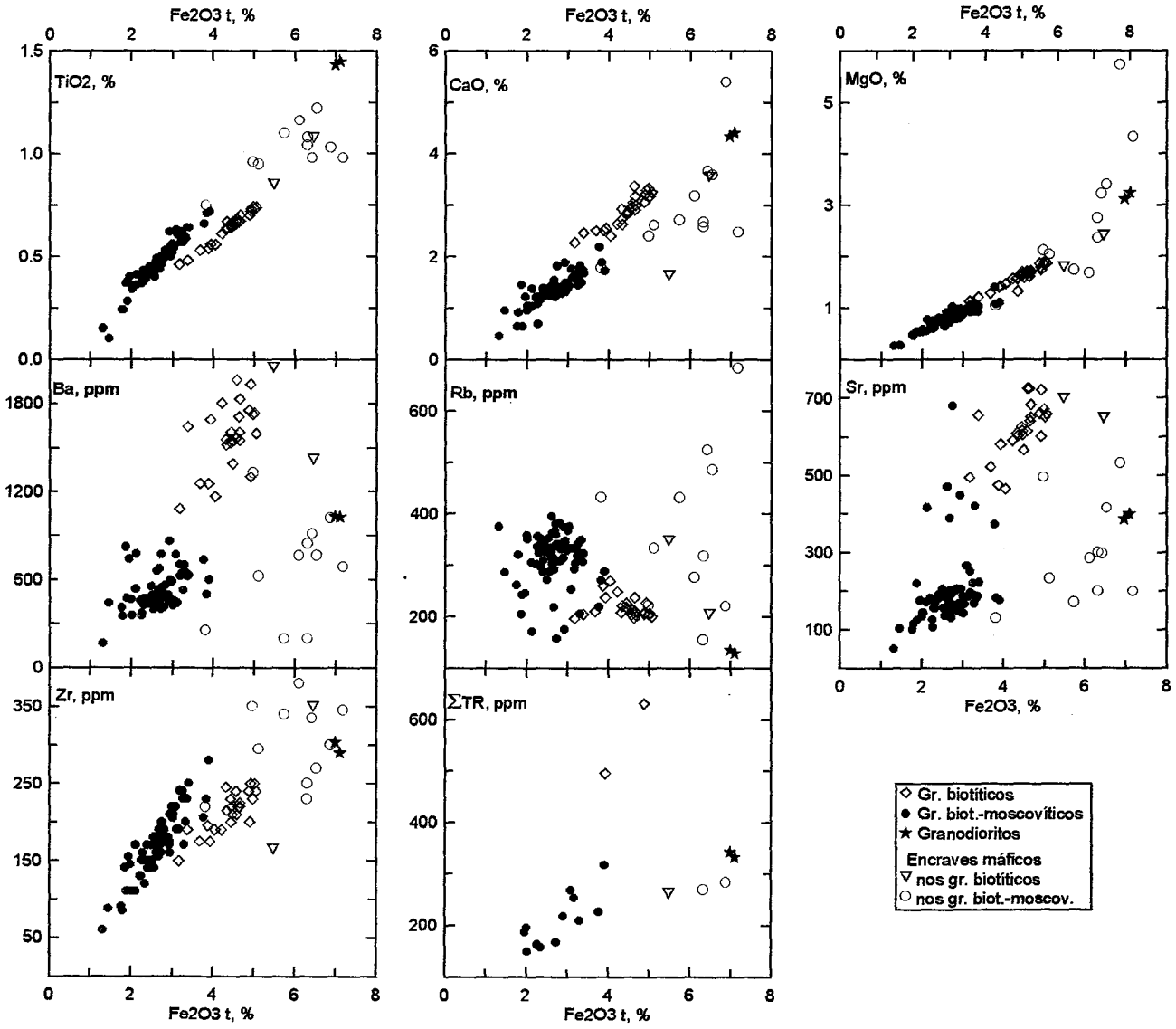


Fig. 2 - Diagramas de variação dos granitóides hercínicos da região de Lamego

Nos granitos de duas micas a plagioclase exibe uma variação composicional reduzida (An3-An7). As proporções de moscovite são elevadas, mas raramente excedem as de biotite. No diagrama QAP classificam-se como sienogranitos e granitos com feldspato alcalino, posicionando-se no campo dos granitos anatéticos de origem crustal.

Petrograficamente os granitos biotítico-moscovíticos caracterizam-se pela predominância da biotite sobre a moscovite, por apresentarem uma plagioclase com composição bastante variável (An2-An35) e pela abundância de

aluminossilicatos (silimanite e andalusite). No diagrama QAP estes granitos classificam-se como monzogranitos, mostrando afinidades com a série calcoalcalina granodiorítica, embora a maioria das amostras se localize já no campo dos granitos anatéticos de origem crustal.

Os granitos de duas micas e os granitos biotítico-moscovíticos, embora temporal e composicionalmente distintos, apresentam algumas características comuns: presença de xenólitos metassedimentares, abundância de minerais aluminosos (moscovite, andalusite, silimanite), carácter moderadamente peraluminoso (A/CNK= 1.27 - 1.31 para os granitos de duas micas; A/CNK= 1.12 - 1.32 para os granitos biotítico-moscovíticos). Estas características sugerem que os magmas parentais se formaram por fusão parcial de protólitos metassedimentares. A presença de numerosos encraves máficos microgranulares nos granitos biotítico-moscovíticos indica, contudo, que estes granitos não provêm exclusivamente de protólitos metassedimentares, mas que terão sofrido contaminação mais ou menos intensa por magmas básicos de provável origem mantélica.

Os granodioritos constituem pequenos corpos associados espacialmente aos granitos biotítico-moscovíticos. Composicionalmente a plagioclase varia de labradorite (An56) a oligoclase (An28). Possuem biotite rica em Mg, anfíbola (horneblenda actinolítica), alanite, esfena e epídoto entre os seus minerais acessórios, sendo a biotite predominante sobre a anfíbola. Na maioria dos diagramas de variação de elementos maiores e elementos-traço os granodioritos dispõem-se no extremo menos evoluído das tendências composicionais definidas pelos granitos biotítico-moscovíticos, ocupando os encraves máficos microgranulares daqueles granitos uma posição intermédia (fig. 2), o que sugere a possibilidade de existir uma relação genética entre aquelas fácies, representando os granodioritos um termo menos evoluído do processo de mistura mecânica e hibridização que esteve na origem dos granitos biotítico-moscovíticos. Neste cenário, os encraves máficos microgranulares dos granitos biotítico-moscovíticos representariam glóbulos do magma básico, mais ou menos intensamente modificados após a sua incorporação no magma félsico.

Os granitos moscovíticos apresentam características petrográficas e geoquímicas típicas de fundidos anatéticos mínimos - plagioclase sódica, abundância de moscovite e escassez de minerais máficos, ausência de minerais de origem restítica, intervalo composicional restrito (SiO_2 = 73-74%), devendo a sua génese estar relacionada com a fusão parcial de metagrauvaques ou ortognaisses de composição granítica.

Por último, os vosguesitos constituem pequenos corpos intrusivos nos granitos biotíticos, estando espacialmente associados a filões aplíticos e pegmatíticos. Em termos da composição mineralógica distinguem-se dos granodioritos pela abundância de feldspato potássico e por a anfíbola ser largamente predominante em relação à biotite. Pelas suas características geoquímicas ($SiO_2 \approx$ 53 %, Fe + Mg total ≈ 14-15 %, CaO ≈ 7%, total de alcalis ≈ 7%, Na ≤ K) mostram afinidades com os lamprófiros shoshoníticos, podendo a sua génese ser explicada pela fusão parcial de materiais mantélicos enriquecidos, modificados pela interacção com fluídos ou líquidos residuais graníticos extremamente diferenciados.

Os estudos isotópicos (Rb/Sr, Sm/Nd) realizados em duas unidades da região - Gr. Lamego (gr. biotítico) e Gr. Montemuro (gr. porfiróide de grão médio biotítico-moscovítico) sugerem a existência de perturbações do sistema isotópico, que podem ser explicadas por uma combinação de processos, em particular pela fusão parcial de fontes heterogéneas e por processos de mistura e assimilação (Martins, 1997). Neste sentido parecem portanto confirmar as hipóteses acima mencionadas sobre a petrogénese destes granitos.

BIBLIOGRAFIA

DÍEZ BALDA, M. A., VEGAS, R., GONZALEZ LODEIRO, F. (1990) - Central-Iberian Zone (Autochtonous Sequences) 2.2 - Structure. *In*: DALLMEYER, R. D. & MARTINEZ GARCIA, E., *eds*. Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, Berlin, p. 172-188

FERREIRA, N., IGLÉSIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1987, a) - Granitóides da Zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. *In*: BEA, F., CARNICERO, A., GONZALO, J. C., LOPEZ PLAZA, M. & RODRIGUEZ ALONSO, M. D., *eds*. Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico, Libro Homenaje a L. C. G. Figuerola, Madrid, p. 37-52

MARTINS, M. E. R. (1997) - Geologia, Petrologia e Geoquímica dos Granitóides Hercínicos da Região de Lamego (Norte de Portugal). Tese de Doutoramento (inédita), Univ. Aveiro, Aveiro, 287 p.

TEIXEIRA, C., CÂNDIDO DE MEDEIROS, A. & PEINADOR FERNADES, A. (1969) - Carta Geológica de Portugal, escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 14-A (Lamego). Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 67 p.

Assinaturas geoquímicas no depósito aurífero de Marrancos: sua identificação utilizando um método factorial de análise de dados

[1]A. PAULA REIS*, L. MARTINS**, L. VIEGAS**, E. CARDOSO FONSECA***

Palavras-chave: Ouro; sulfuretos; análise em componentes principais; assinatura geoquímica.

Resumo: A mineralização de Marrancos é caracterizada por uma associação mineralógica constituída por arsenopirite + pirite + bismutinite + ouro/electrum + (galena + calcopirite + esfalerite). Estes minerais contêm teores variáveis em Te, Sb, Se (caso da arsenopirite e da pirite) e Ag (caso da galena), (Reis, 1997). Utilizou-se a análise em componentes principais para identificar a associação química existente em profundidade, verificar se esta associação se mantém à superfície e testar a solidez das correlações existentes entre variáveis. Os resultados mostram que a assinatura geoquímica superficial é idêntica à assinatura geoquímica de profundidade, no depósito aurífero de Marrancos, com excepção do par Pb-Ag que apresenta um comportamento diferenciado à superfície.

Key-words: Gold deposit; sulphides; ACP; geochemical signature.

Abstract: The Marrancos gold mineralisation presents, at depth, a mineralogical assemblage of arsenopyrite + pyrite + bismuthinite + gold/electrum + (galena + chalcopyrite + sphalerite). These minerals host variable amounts of Sb, Te, Se and Ag. The ACP factorial method used in the geochemical signature's identification show that the geochemical signature at surface is similar to the geochemical signature at depth. Nevertheless, at surface the Pb-Ag pair of elements is dissociated from the mineralisation elements.

INTRODUÇÃO

Neste trabalho pretendeu-se testar a robustez da associação química existente em profundidade e à superfície no depósito aurífero de Marrancos, mediante a utilização dum método factorial de análise de dados (Análise em Componentes Principais), e determinar as relações inter-variáveis num espaço multidimensional. A Análise em Componentes Principais permite "visualisar" e "quantificar" a existência de correlações significativas entre os vários elementos químicos relacionados com a mineralização (no caso, entre o ouro e os seus acompanhantes), testando ao mesmo tempo a solidez dessas correlações (BENZÉCRI, 1973).

O objectivo principal da aplicação da Análise em Componentes Principais aos dados de Marrancos é o de concluir sobre a fidelidade com que a assinatura geoquímica de profundidade deste depósito aurífero é transposta para a superfície.

GEOLOGIA E MINERALIZAÇÃO

A área de Marrancos situa-se a cerca de 20 Km para norte da cidade de Braga, na faixa que o Instituto Geológico e Mineiro designa por faixa metalífera Vila Verde - Ponte da Barca. Na cartografia regional de Portugal à escala 1:50 000, Marrancos situa-se na Folha 5-B (MEDEIROS *et al.*, 1975).

O depósito mineral de Marrancos insere-se numa formação metassedimentar, provavelmente de idade Silúrica, constituída maioritariamente por xistos luzentes que no contacto com o granito de Braga estão transformados em corneanas. A mineralização aurífera localiza-se na zona das corneanas (Fig. 1).

A mineralização de Marrancos é constituída por uma brecha de natureza quartzo-argilosa onde ocorre de modo irregular uma mineralização de arsenopirite e pirite. Este depósito aurífero encontra-se na intersecção de dois importantes alinhamentos estruturais à escala regional, o cisalhamento Vigo - Régua de direcção WNW-ESE e a falha tardi-Hercínica de direcção NE-SW onde se instalou o veio de quartzo mineralizado (NORONHA & RAMOS, 1993).

*Bolseira de Pós-Doutoramento do Programa Praxis XXI
**Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela, Zambujal, 2720 Alfragide
***Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, Campus de Santiago, 3810 Aveiro

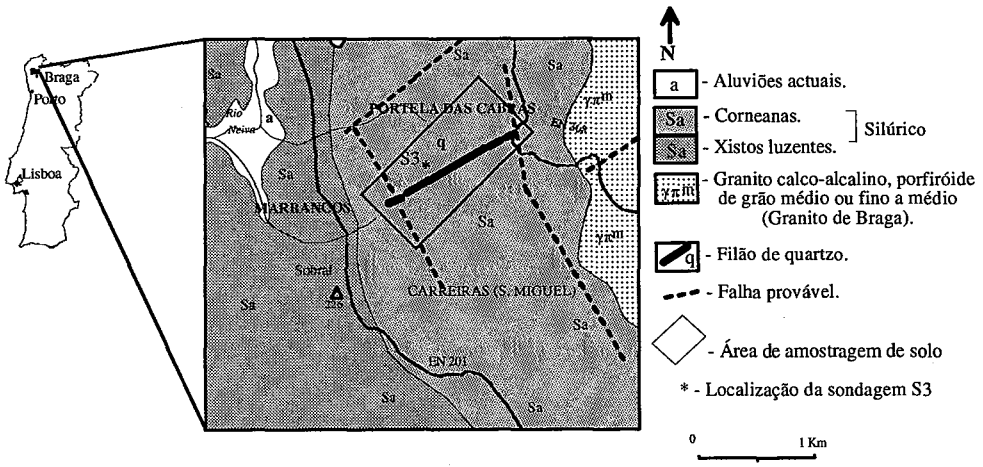


Figura 1 - Mapa geológico, extraído da carta 5-B, escala 1/50 000, modificado (MEDEIROS *et al.*, 1975)

AMOSTRAGEM E MÉTODOS DE ANÁLISE

A utilização do solo como meio amostral no levantamento geoquímico de Marrancos teve como objectivo a caracterização da assinatura geoquímica superficial induzida pelo corpo mineralizado não aflorante.

O solo foi colhido segundo uma malha rectilínea regular de 50 × 40 metros. Os perfis horizontais apresentam uma orientação de N135°E, isto é, intersectam prependicularmente a brecha mineralizada de direcção NE-SW (Fig. 1).

A preparação física das amostras iniciou-se com uma secagem em estufa a uma temperatura média de 45°C, seguida de homogeneização e posterior peneiramento via seca a uma granulometria de -200 mesh.

A sondagem seleccionada para este estudo (S3 - Fig. 1) foi amostrada de forma pontual até aos 80 metros, sendo amostrados preferencialmente os locais em que a descrição macroscópica indiciava um meio favorável à existência de ouro (veios e vénulas de quartzo contendo sulfuretos, pequenos veios de quartzo sem mineralização visível e óxidos de ferro).

A preparação física das amostras de sondagem para análise química iniciou-se com uma moagem grosseira num britador de maxilas, seguindo-se uma moagem fina em moínho de anéis de ágata. Apenas a fracção granulométrica inferior a 200 mesh foi submetida a análise química.

Os vários elementos químicos analisados nas amostras de solo e sondagem foram sujeitos a diferentes métodos de preparação química. Para o grupo de elementos constituído por Fe, Cu, Zn, Pb, Co, Ni e Mn utilizou-se um procedimento laboratorial baseado no método proposto por LECOMTE & SONDAG (1980). Para Ag e Bi desenvolveu-se um procedimento laboratorial (REIS, 1997) baseado nos trabalhos de WARD *et al.* (1969). A análise destes dois grupos de elementos químicos foi efectuada por Espectrofotometria de Absorção Atómica. Para o grupo de elementos constituído por As, Sb, Te e Se seguiu-se uma metodologia baseada nos trabalhos de ASLIN (1976) e VARIAN (1984), tendo a determinação analítica sido efectuada por Espectrofotometria de Absorção Atómica com sistema de Geração de Hidretos. Para o Au a técnica analítica utilizada foi a Espectrometria de Emissão de Plasma Inductivo após uma decomposição ácida das amostras e posterior extracção com um solvente orgânico, a isometil-butil-cetona (REIS *et al.*, 1993-94).

RESULTADOS

Verificando-se que o depósito mineral de Marrancos imprime uma marca (assinatura geoquímica) à superfície, é essencial concluir sobre a fidelidade da assinatura geoquímica superficial produzida pela mineralização em profundidade. Para concluir sobre a fidelidade da assinatura geoquímica superficial recorreu-se à Análise em Componentes Principais.

A utilização da Análise em Componentes Principais no tratamento dos dados de Marrancos pretendeu essencialmente a "visualização" do tipo de correlações existentes entre indivíduos (elementos químicos) num espaço multidimensional e ao mesmo tempo "quantificar" essas mesmas correlações (segundo uma maior ou menor proximidade entre indivíduos), para desta forma testar a solidez das correlações entre esses indivíduos.

Nas figuras 2 e 3 apresenta-se a projecção das variáveis estudadas, nos 1° e 2° planos factoriais, respectivamente para os dados de sondagem e de solo.

Verifica-se na figura 2 que, as variáveis Au, As, Bi, Te, Se, Sb e Pb aparecem associadas ao eixo 1, Cu e Fe ao eixo 2, e apenas o Zn aparece associado ao eixo 3. Perante estes resultados pode-se assumir o eixo 1 como um eixo ligado à mineralização, representando a associação quimico-mineralógica principal. O eixo 2 e o eixo 3 parecem explicar comportamentos diferenciados da calcopirite e da esfalerite relativamente aos restantes minerais constituintes deste depósito aurífero. Note-se ainda que, no primeiro plano factorial o eixo 2 intervém na separação das variáveis Au + As + Bi + Pb, elementos que formam minerais próprios, das variáveis Sb + Te + Se (elementos que não formam minerais próprios).

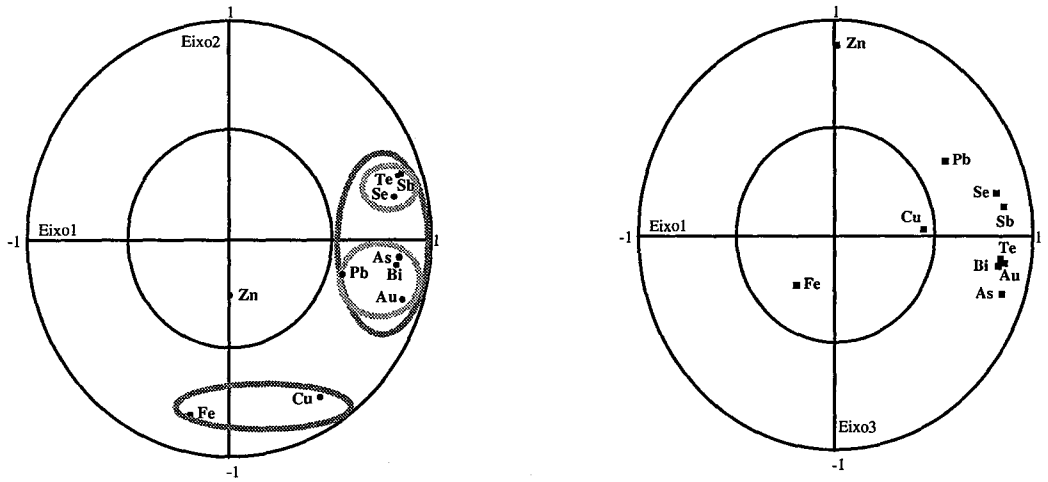


Figura 2 - Projecção das variáveis nos 1° e 2° planos factoriais, para os dados de amostras de sondagem.

Da análise da figura 3 ressalta que as variáveis Au, As, Bi, Sb, Te, Se e Cu são explicadas pelo eixo 1, os elementos Zn, Co, Ni e Fe são explicados pelo eixo 2 e o par Ag - Pb está associado ao eixo 3. Estes resultados permitem associar o eixo 1 à mineralização e o eixo 2 à geologia local. Quanto ao eixo 3, este parece explicar uma dissociação do Pb e da Ag dos restantes elementos químicos, em ambiente superficial. Esta dissociação reflecte um processo de dispersão do Pb e da Ag diferente do mecanismo de dispersão dos restantes elementos químicos (REIS, 1997). De facto, a cartografia de isoteores efectuada revela que o Pb apresenta uma anomalia superfical completamente dissociada da anomalia geoquímica do Au e acompanhantes (REIS, 1997).

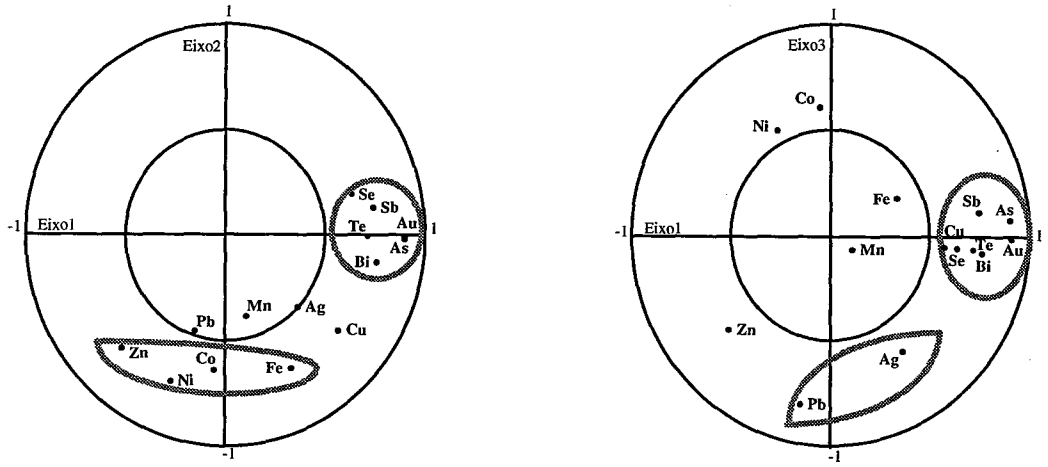


Figura 3 - Projecção das variáveis nos 1° e 2° planos factoriais, para as amostras de solo.

CONCLUSÕES

Para testar a fidelidade com que a assinatura geoquímica de profundidade se encontra reflectida à superfície utilizou-se um método de análise factorial, a Análise em Componentes Principais. Os resultados da Análise em Componentes Principais permitem concluir que a associação químico-mineralógica principal presente em profundidade se mantém à superfície. Permite ainda constatar que em ambiente superficial o chumbo aparece dissociado dos elementos da

mineralização, o que não sucede em profundidade, indiciando um mecanismo de dispersão diverso do mecanismo actuante no Au, As, Bi, Sb, Te e Se.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Laboratório do Instituto Geológico e Mineiro as facilidades concedidas quando da elaboração deste estudo. Agradecem ainda ao Laboratório Central de Análises da Universidade de Aveiro e ao Departamento de Geociências, o apoio manifestado no decorrer deste trabalho.

A primeira autora agradece em particular ao Programa Praxis XXI a bolsa concedida que permitiu a consecução deste estudo.

REFERÊNCIAS

ASLIN, G.E.M. (1976) - The determination of arsenic and antimony in geological materials by flame atomic absorption spectrometry. *Jour. Geoch. Expl.*, 6: pp. 321-330.

BENZÉCRI, J.P. (1973) - L'Analyse de Données. Tome 2: Les méthodes lineaires. *Dunod*, 320p.

LECOMTE, P. & SONDAG, F., (1980) - Regional geochemical reconnaissance in the Belgian Ardennes, secondary dispersion patterns in stream-sediments. *Mineral. Deposita*, 15 (1): pp. 47-60.

MEDEIROS, A.C., TEIXEIRA, C., & TEIXEIRA LOPES, J. (1975) - Carta geológica de Portugal - Ponte da Barca, escala 1/50.000, Folha 5-B e respectiva Notícia Explicativa. *Serviços Geológicos de Portugal.* Lisboa.

NORONHA, F. & RAMOS, J.M.F. (1993) - Mineralizações auríferas primárias no norte de Portugal. Algumas reflexões. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, Coruña, 18: pp. 133-146.

REIS, A. P., (1997) - Geoquímica de superfície no envolvente da mineralização de Marrancos: contribuição para o estudo da mobilização e da optimização dos parâmetros de prospecção do ouro na faixa metalífera Vila Verde - Ponte da Barca. *Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para obtenção do grau de Doutor em Geociências*. Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 250 pp.

REIS, A.P., MARTINS, L., VIEGAS, L. & CARDOSO FONSECA, E. (1993-94) - Importância dum ensaio de orientação na prospecção geoquímica do ouro, utilizando os solos como meio amostral. *Geociências*, 8 (1-2): pp. 17-29.

VARIAN (1984) - VGA-76, vapor generation accessory. *Varian Techtron*, Victoria, Australia, 27 p.

WARD, F.N., NAKAGAWA, H.M., HARMS, T.F. & VAN SICKLE, G.H., (1969) - Atomic absorption method of analisys used in geochemical exploration. *Geol. Survey Bulletin 1289*, U.S.A, 45p.

The Meda-Penedono-Lumbrales Granitic Complex on the genesis of W, Sn and Li mineralizations from Barca de Alva-Escalhão area, NE Portugal

L. MIGUEL GASPAR* & CARLOS M. C. INVERNO**

Palavras-chave: granito, anatexia, diacrónica, cristalização, enriquecimento-metálico, W-skarns, filões-quartzo-Sn, Li-aplito-pegmatitos

Resumo: O Complexo Granítico hercínico Meda-Penedono-Lumbrales, na região de Barca de Alva-Escalhão, está associado a uma sucessão de mineralizações que inclui skarns de W, filões de quartzo com Sn e aplito-pegmatitos de Li. Estes granitóides resultaram de anatexia diacrónica do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico, com enriquecimento em metais raros (W, Sn, Li, etc.) devido aos baixos graus de fusão parcial. A cristalização subsequente foi um processo mais eficiente de concentração destes metais, especialmente do W, para as mineralizações que se formaram após uma cristalização estimada em mais de 90%. A sequência das mineralizações conhecidas será devida a sucessivas pulsões magmáticas.

Key-words: granite, anatexis, diachronic, crystallization, metal-enrichment, W-skarns, Sn-quartz-veins, Li-aplite-pegmatites, incompatible

Abstract: The Hercynian Meda-Penedono-Lumbrales Granitic Complex is associated with sequential W skarns, Sn quartz veins and Li aplite-pegmatite mineralizations in Barca de Alva-Escalhão area. These granitoids resulted from diachronic anatexis of the pre-Ordovician Slate-Greywacke Complex, with some enrichment of rare metals (W, Sn, Li, etc.) due to low degrees of partial melting. The subsequent crystallization was a more efficient process of concentration of these metals, particularly W, for the mineralizations that formed after an estimated over 90% of crystallization. The sequence of known mineralizations was due to successive granitic pulses.

INTRODUCTION

W skarns, Sn quartz veins and Li aplite-pegmatites are known in the Barca de Alva-Escalhão area (fig.1). They are hosted in the pre-Ordovician Slate(Schist)-Greywacke Complex (SGC), 8 km to the north of the Meda-Penedono-Lumbrales Granitic Complex (MGC).

The granitoid rocks are of Hercynian age - 300 ± 8 Ma (GARZÓN & LOCOTURA, 1981) - and were intruded in the F_3-Hercynian WSW-ENE Escalhão-Quinta dos Boais ductile shear zone (FERREIRA et al., 1987). This complex is highly heterogeneous and six granitic facies were defined by GASPAR (1997) (fig.1): porphyritic granite (GP); coarse-grained granite (GG); Escalhão granite (GEs); Saucelle granite (SA); sheared granite (GC), within the shear zone; and granite porphyry (PO).

The W skarns are deformed into boudins and are crosscut by folded cassiterite-quartz veins. The latter are transected by undeformed Li aplite-pegmatite veins (GASPAR, 1997). It was found that all three types of mineralization were of magmatic origin and virtually associated with granitic rocks with characteristics similar to those of the MGC (GASPAR, 1997; GASPAR & INVERNO, 1998). But what conditioned the magmatic evolution to produce three chemically and mineralogical different mineralization types sequentially?

GRANITIC SOURCE

All metamorphic and magmatic studies about this region (CARNICERO, 1980-81, 1982; SILVA & RIBEIRO, 1994) and the geochemical and petrographic features of MGC indicate S-type granites, resulting from partial melting of SGC. Migmatized rocks in the SGC remnants within MGC and some restitic biotite and aluminosilicates in the granitic facies GG and GP is solid evidence for this anatectic origin.

Low degree of partial melting may constitute an important mechanism for the concentration of certain metals, particularly if these occur in mineral phases with low melting point (MEINERT, 1993). Data reported for SGC slates are of 4±2 ppm Sn and 3±2 ppm W (personal communication, RAMOS, 1997). Those low concentrations could not have originated productive magmas unless low degrees of partial melting were involved. For instance, in this region RODA (1993) found that Sn- and Li-pegmatites were associated with low degree of partial melting (<25%) magmas, whereas barren pegmatites were related to magmas with over 50 % degree of partial melting.

* Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Bloco C2, 5.ºPiso, Campo Grande, 1700 Lisboa

** Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela-Zambujal, Apartado 7586, 2720 Alfragide

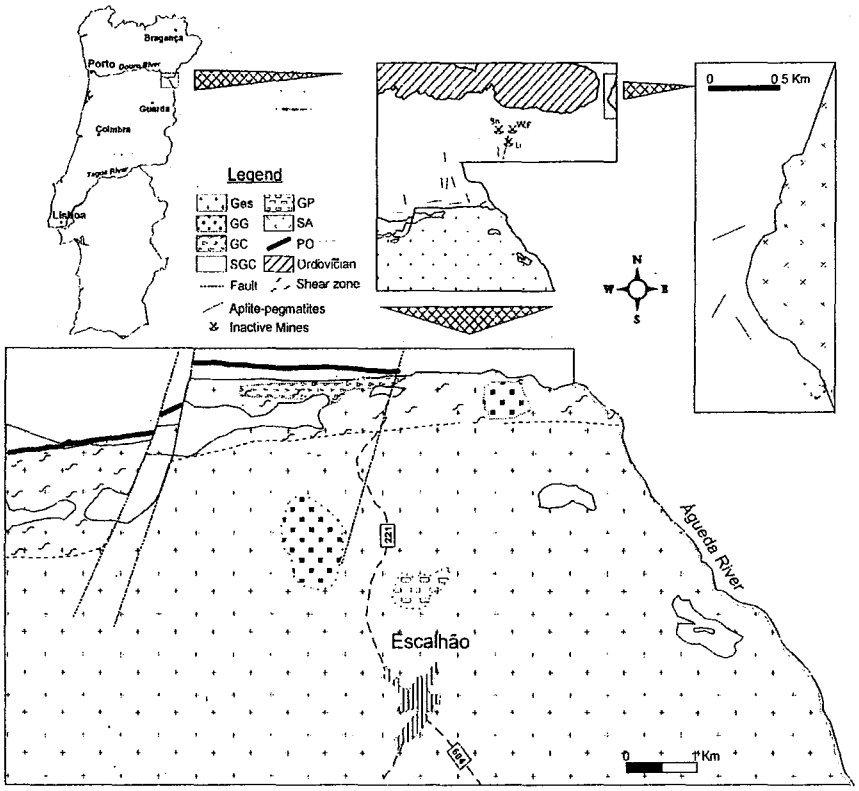


Figure 1 - Simplified geological map of the Barca de Alva-Escalhão region. GEs - Escalhão granite; GP - porphyritic granite; GG - coarse-grained granite; SA - Saucelle granite; GC - sheared granite; PO - granite porphyry; SGC - metasediments of the ante-Ordovician Slate(Schist)-Greywacke Complex.

Within SGC metasedimentary rocks, W may occur as scheelite and in a few oxide and hydroxides. Sn may occur as cassiterite or, according to OLIVEIRA (1970), TAYLOR (1979) and NEIVA (1981), as a trace element in biotite, in concentrations up to hundreds of ppm. Also, according to CERNY (1991), Li and other lithophile rare elements (e.g. Nb, Ta, Sc) in metamorphic rocks are present in biotite, hornblende and oxide minerals. In low degree partial melting conditions, W-minerals are easily incorporated into the magma, due to their low melting point. The same cannot be said about the more refractory cassiterite and, in certain way, biotite. In fact, part of that biotite should remain in the residue, as the presence of restitic biotites in the GG and GP granitic facies confirm. Otherwise, during local regional metamorphism, in the sillimanite-cordierite-K-feldspar facies, biotite was destroyed, releasing its trace elements into a fluid phase. This hydration metamorphic reaction influences the magma composition, the melting temperature, and the degree of partial melting.

Due to some uncertainly in these processes, some work should be done in the future to better understand metal enrichment during anatetic magma generation.

GRANITES AND MAGMATIC EVOLUTION

All granites in MGC are peraluminous (aluminium saturation index-ASI $\approx$ 1.30 and normative corundum >4%) siliceous (71-76% SiO_2) leucogranites. Ranges for average compositions (table I) show that they are high in P_2O_5, Rb, Li, Cs and Sn and low in CaO, $FeO_{(t)}$, MgO, Sr, Ba, Zr, Y, Nb and W. However, a few petrographic and geochemical distinct characteristics were recognized (GASPAR, 1997; GASPAR & INVERNO, 1998) and enabled to establish an evolution path according to the sequence GG/GP-GEs-SA/GC-PO.

With the exception of PO, granitoids have values of $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO) < 0.4$, typifying, according to MEINERT (1995), reduced granites. The reduced character may reflect low fO_2 formation conditions probably related to partial melting of organic-rich peraluminous metasediments during anatexis. Due to being a very late differentiate, PO has an oxidized character.

Table I - Ranges for average compositions of MGC facies

SiO_2	72.32-74.26	K_2O/Na_2O	7.40-7.95
Al_2O_3	14.46-14.80	$Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$	0.17-0.54
K_2O	4.05-5.26	K_2O/MgO	12.05-33.34
Na_2O	2.68-3.36	FeO(t)/MgO	3.55-8.58
P_2O_5	0.33-0.36	ASI	1.29-1.43
CaO	0.55-0.77	Rb/Sr	4.47-18.6
$FeO_{(t)}$	1.04-1.53	Nb/Zr	0.10-0.64
MgO	0.13-0.43	(Li x 1000)/K	8.23-24.03
MnO	0.03-0.05	Rb/Nb	18.81-37.42
TiO_2	0.09-0.27	Ba/Rb	0.46-1.07
Rb	296-443	K/Rb	19.83-36.42
Li	86-219	Mg/Li	7.73-27.98
Cs	11-35	Mg/Ti	1.39-1.61
Sn	10-41	Zr/Sn	1.10-10.10
Ba	<50-327	Zr/TiO_2	0.02-0.03
Sr	24-67	V/Nb	0.10-0.77
Zr	38-96	Y/Nb	0.53-1.25
Y	8-12	Sc/Nb	0.12-0.25
Ta	<0,5-8,22	Ce/Nb	0.65-6.88
Nb	9-23	Sr/Ca	0.006-0.013
W	<1	$La_{(N)}/Lu_{(N)}$	6.39-39.84
Σ REE	32.83-143.97		

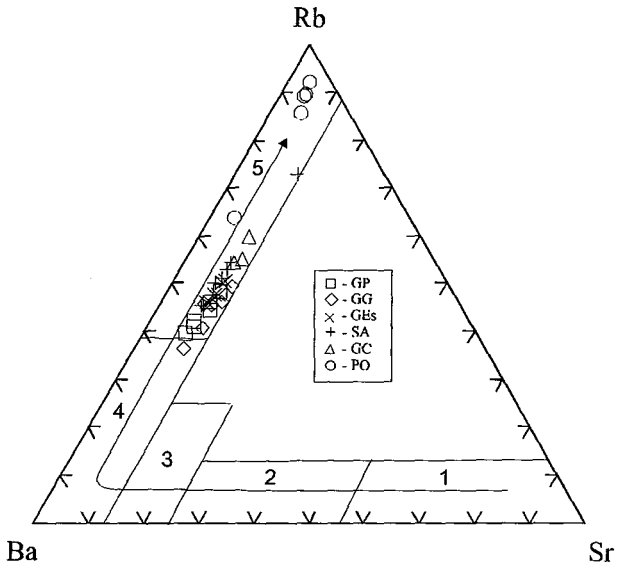


Figure 2 - Plot of the MGC granitic facies in the magmatic diferentiation diagram of EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975). 1 - diorites; 2 - granodiorites; 3 - anomalous granites; 4 - normal granites; 5 - highly diferentiated granites

The reduced character of granitoids rocks such as those in the region favours their metallogenetic potential for W and particularly for Sn mineralizations (TISCHENDORF, 1977; MEINERT, 1995). In fact, the geochemical data, either through elemental concentrations and elemental ratios (table I), clearly show that these granites are differentiated, with a high metallogenetic potential for W, Sn and other rare elements such as Li. The evolved character of these granites is also well illustrated in the Rb-Ba-Sr diagram (fig.2).

In order to produce the known mineralizations in the area, these highly specialised granites should record a crystallization history where the residual fluids should have been released after over 90% of crystallization (SWANSON et al., 1990; MEINERT, 1993). When modelling pegmatite formation in the area, RODA (1993) always found such high percentages of crystallization.

Assuming these values of crystallization and considering the near absence of W in the granites (<1 ppm), this could indicate that the distribution coefficient of W between the granite and the magma ($D_W^{g/m}$) should be approximately nil, i.e., W approaches the "perfect incompatibility" and concentrates in the late hydrothermal fluids. According to KWAK (1987) the only magmatic mineral capable of fractionating W is sphene. In granites with low Ca and Ti concentrations such as those of the MGC the formation of sphene is inhibited.

On the other hand, even with low $D_i^{g/m}$ the concentration of i elements (e.g. Sn and Li) increases with crystallization, what implies that the more evolved granitic phases have higher concentrations of these elements, as it happens in MGC.

CONCLUSIONS

The formation process of the MGC began with partial melting of SGC metasediments, during which incorporation and enrichment of rare metals (W, Sn, Li, etc.) in the magma occurred. Subsequently, the crystallization process was

probably a more efficient mechanism of concentration of these metals, especially W, which behaves as a "perfect incompatible" element. These types of mechanisms would have repeated themselves due to a diachronic partial melting process for the region, as a result of vertical migration of the anatectic level during the 3rd Hercynian deformation phase (F_3). The older granites, of GG/GP type, would be related to the W-skarn mineralization, whereas later granites, of GEs-SA type, seem to be associated with Sn and Li mineralizations.

BIBLIOGRAPHY

CARNICERO A. (1980-1981) - Granitos anatexíticos de la zona de Lumbrales (Salamanca). *Bol. Soc. Geol. Portugal,* XXII: pp. 107-110.

CARNICERO A. (1982) - Estudio del metamorfismo existente en torno al granito de Lumbrales (Salamanca). *Stvd. Geol. Salamanticensia*, XVII: pp. 7-20.

CERNY, P. (1991) - Rare-element Granitic Pegmatites. Part II: regional and global environments and petrogenesis. *Geosc. Can.*, 18: pp. 68-81.

EL BOUSEILY, A. M. & EL SOKKARY, A. A. (1975) - The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.*, 16: pp. 207-219.

FERREIRA N., IGLÉSIAS M., NORONHA F., PEREIRA E., RIBEIRO A. & RIBEIRO M.L. (1987) - Granitóides da zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. *In*: F. BEA, A. CARNICERO, J. C. GONZALO, M. LÓPEZ-PLAZA & R. ALONSO (Eds.), Geologia de los Granitóides e Rocas Associadas del Macizo Hespérico. *Libro de homenage a L. C. Garcia de Figuerola.* Rueda. pp. 37-51.

GARZÓN J.G. & LOCUTURA J. (1981) - Datación por el método Rb-Sr de los granitos de Lumbrales-Sobradillo y Villar de Ciervo-Puerto Seguro. *Bol. Geol. Min. España*, XCII: pp. 68-72.

GASPAR, L. M. (1997) - Contribuição para o estudo das mineralizações de volfrâmio (W), estanho (Sn) e lítio (Li) do sector Barca de Alva-Escalhão. Dep. de Geol. da F. C. U. L.. 267 p. *Unpublished MSc thesis* (abstract in English).

GASPAR, L. M. & INVERNO, C. M. C. (1998) - P-enriched, peraluminous leucogranites in Barca de Alva-Escalhão, NE Portugal - A multi-stage anatectic Complex. *Acta Universitatis Carolinae Geologica.* Special issue. (in press).

KWAK, T. A. P. (1987) - W-Sn skarns deposits and related metamorphic skarns and granitoids. *Develop. in Econ. Geol.*, 24: 451 p.

MEINERT, L. D. (1993) - Igneous petrogenesis and skarn deposits. *In* R. V. KIRKAM, W. D. SINCLAIR, R. I. THORPE, & J. M. DUKE (Eds.), Mineral Deposit Modeling. *Geological Association of Canada Spec. Pap.* Vol. 40: pp. 569-583.

MEINERT, L. D. (1995) - Composition variation of igneous rocks associated with skarn deposits - chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *In*: J. F. H. THOMPSON (Ed.). Magma Fluids, and Ore Deposits. *Mineralogical Association of Canada.* Short Course Series. Vol. 23: pp. 401-418.

NEIVA, A. M. R. (1981) - Geochemistry of chlorite and biotite from contact metamorphism of phyllite by granites. *Memórias e Notícias, Pub. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 91-92: pp. 113-134..

OLIVEIRA, J. M. S. (1970) - Geoquímica de alguns granitos do Norte de Portugal e as suas relações com mineralizações estaníferas. Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro. XIX (3-4). 227-275.

RODA E. R. (1993) - Distribución, Caracteristicas y Petrogenesis de las Pegmatitas de la Fregeneda (Salamanca). Departamento de Mineralogia y Petrología de la Universidad del Pais Vasco. San Sebastian. España. 199 p. *Unpublished PhD thesis* (abstract in English).

SILVA A. F. & RIBEIRO, M. L. (1994) - Notícia Explicativa da folha 15-B - Freixo de Espada à Cinta - da Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. *Inst. Geol. Min.* Lisboa. 48 p.

SWANSON, S. E., NEWBERRY, R. J. COULTER, G. A. & DYEHOUSE, T. (1990) - Mineralogical variation as guide to the petrogenesis of the tin granites and related skarns, Seward Peninsula, Alaska. *In*: J. L. HANNAH, & H. J. STEIN (Eds.), Ore-Bearing Granite Systems: Petrogenesis and Mineralizing Processes. *Geological Society of America Spec. Pap.* Vol. 246: pp.143-159.

TAYLOR, R. G. (1979) - Geology of Tin Deposits. *Develop. in Econ. Geol.*, 11: 543 p.

TISCHENDORF G. (1977) - Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. *Proceedings of the IGCP Symposium MAWAM*, October 1974, Karlovy Vary, Czech Republic, Vol. II(3): pp. 41-96.

Chemistry of zoned cassiterites from Barca de Alva-Escalhão region, NE Portugal

L. MIGUEL GASPAR* & CARLOS M. C. INVERNO**

Palavras-chave: cassiterite, elementos-traço, magmática, zonação, oscilatória, estrutura, deformação

Resumo: As cassiterites dos filões de quartzo estaníferos, das minas de Riba de Alva e Feli, exibem uma zonação cromática oscilatória. Estas cassiterites apresentam concentrações elevadas em Fe, Ti, Nb e Ta - normalmente >1000 ppm e preferencialmente nas bandas escuras - e concentrações baixas em Mo e Pb, indicando fluidos magmáticos de alta temperatura. A razão Ta/Nb nas cassiterites sugere que a Mina de Feli se situa mais perto do granito cogenético do que a mina de Riba de Alva. A zonação cromática oscilatória das cassiterites resulta, provavelmente, da variação cíclica da energia elástica de deformação devido à incorporação de elementos traço na sua estrutura.

Key-words: cassiterite, trace-elements, magmatic, zoning, oscillatory, structure, deformation

Abstract : Cassiterite from tin-rich quartz veins in Riba de Alva and Feli mines exhibits internal chromatic oscillatory zoning. This cassiterite has high Fe, Ti, Nb and Ta concentrations - commonly >1000 ppm and preferentially in darker bands - and low Mo and Pb concentrations, indicating high temperature magmatic fluids. Ta/Nb ratios in cassiterite suggests that Feli mine lies closer to the cogenetic granite than Riba de Alva mine. Oscillatory chromatic zoning in cassiterite probably results from the cyclical variation in the elastic strain energy induced by the incorporation of trace elements in its structure.

INTRODUCTION

Several cassiterite-quartz veins occur in the Barca the Alva-Escalhão region, very close to the Douro river. They are hosted in the metasediments of the Desejosa Formation from the pre-Ordovician Slate-Greywacke Complex, 8 km to the north of the Meda-Penedono-Lumbrales Hercynian Granitic Complex.

Ribeira do Mosteiro nº1 (**RM**) - in Riba de Alva mine - and the Feli mine (**FM**) in Spain were selected to study this mineralization (GASPAR, 1997). The cassiterite-quartz veins, with up to 0.2 % Sn, develop in a stockwork structure (VIEGAS, 1983; MANGAS & ARRIBAS, 1988), with a dominant N20E-N40E strike, approaching the sheeted vein style in both areas. These veins, 15-30 cm wide, were folded by the 3rd Hercynian deformation phase.

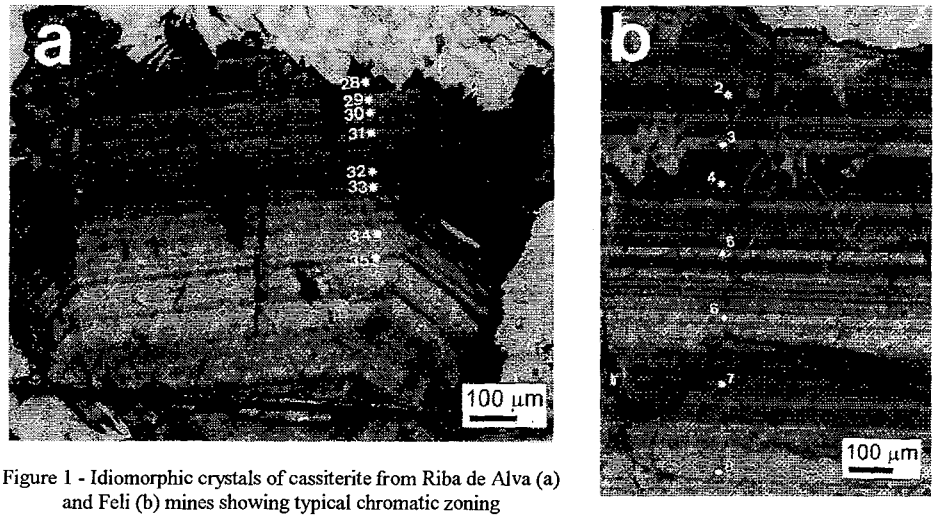


Figure 1 - Idiomorphic crystals of cassiterite from Riba de Alva (a) and Feli (b) mines showing typical chromatic zoning

Quartz constitutes most of the veins, with feldspars (K-feldspars and albite), muscovite and cassiterite adjacent to the walls. Apatite, columbite-tantalite, ilmenite, rutile, pyrite, sericite and beryl are common trace minerals. The host rock usually shows tourmalinization in the vein walls. Cassiterite exhibits typical idiomorphic crystals, < 3 mm wide

* Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Bloco C2, 5.ºPiso, Campo Grande, 1700 Lisboa

** Instituto Geológico e Mineiro, Estrada da Portela-Zambujal, Apartado 7586, 2720 Alfragide

in RM and up to 2 cm wide in FM, common elbow-shaped twins, internal chromatic oscillatory zoning (fig.1) and columbite-tantalite and rutile inclusions. Some crystals show fractures sealed by optically homogeneous cassiterite and by pyrite, ilmenite and rutile.

CASSITERITE CHEMISTRY

Common trace elements in cassiterite such as Fe, Mn, Ti, Nb, Ta, W, Mo, Zr and Pb, were analysed by electron microprobe (GASPAR, 1997).

Mo, Pb and Mn concentrations in cassiterite are low. Zr is always present and usually above 200 ppm (locally up to 10000 ppm).W can be high in cassiterite from Feli mine, at times above 1500 ppm. The most abundant trace elements in cassiterite are Fe, Ti , Nb and Ta, commonly higher than 1000 ppm (fig.2), and typical of pegmatite-like cassiterite.

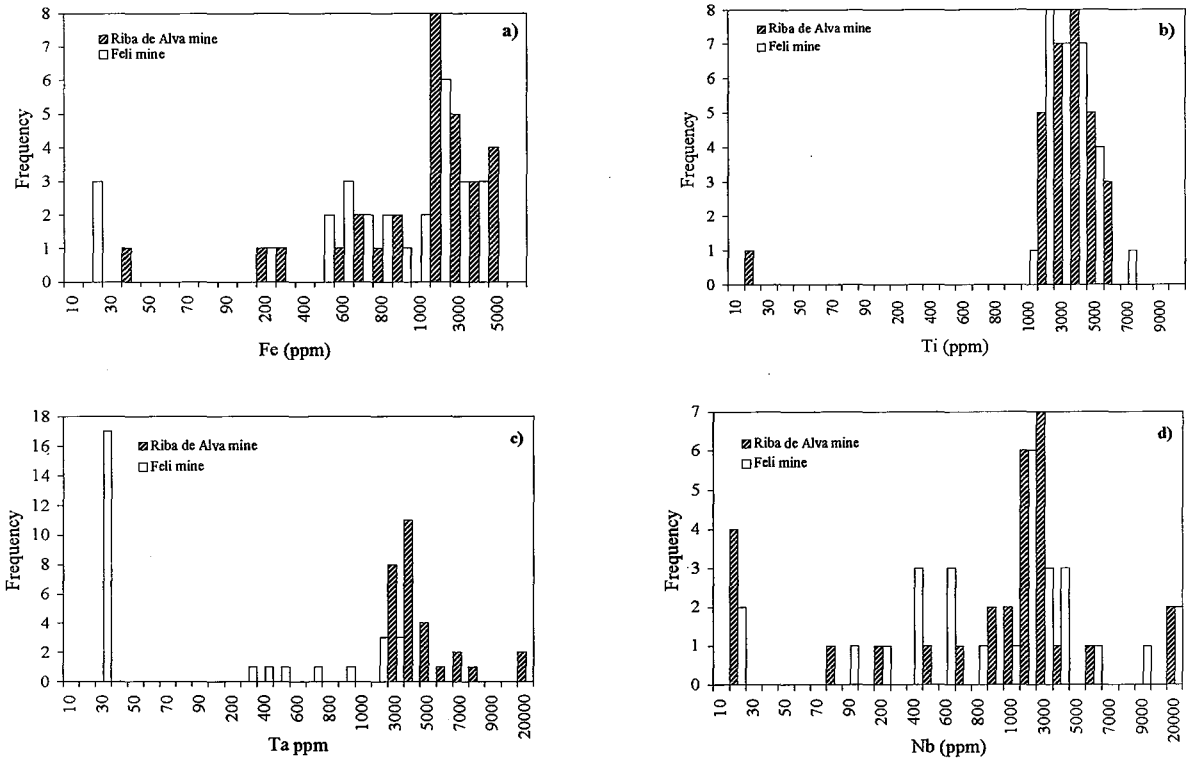


Figure 2 - Absolute frequency distribution of the main trace elements in cassiterites from Riba de Alva (n=29) and Feli (n=28) mines.

Very high Nb and Ta concentrations (>10000 ppm) occur in cassiterite from both mines. Similar high values, reported in the literature (e.g. TAYLOR, 1979; MÖLLER et al., 1988; GOMES, 1995; NEIVA, 1996) are generally considered to be due to submicroscopic exsolutions or inclusions of columbite-tantalite. In fact, some of those analyses refer to cassiterite concentrates, without microscopic control of possible inclusions. According to LEBEDEVA (1968) cassiterite can only incorporate up to 0.1 % $(Nb,Ta)_2O_5$. If those inclusions exist in our carefully scanned cassiterites, they are certainly submicroscopic. Besides the high Nb and Ta values in cassiterite, these data also indicate a preferential Ta incorporation in RM cassiterites versus the richer Nb cassiterites from FM (fig.3).

The most common mechanisms to incorporate those dominant trace elements in cassiterite, by exchange of Sn, are according to MÖLLER et al. (1988): $Ti^{4+}_{+1}\ Sn^{4+}_{-1}$; $(Fe,Mn)^{+2}_{+1}\ (Nb,Ta)^{+5}_{+2}\ Sn^{+4}_{-3}$. Following these mechanisms, Ti substitution is simple to explain since rutile and cassiterite have similar structures. However, the mechanism for incorporation of Fe, Mn, Nb and Ta proposed by MÖLLER et al. (1988) does not fully explain our cassiterite data, since these plot between the cassiterite/columbite-tantalite $(Fe,Mn)^{+2}_{+1}\ (Nb,Ta)^{+5}_{+2}\ Sn^{+4}_{-3}$ and the cassiterite/ixiolite $Fe^{3+}_{+1}\ (Nb,Ta)^{5+}_{+1}\ Sn^{4+}_{-2}$ lines, in a (Sn+Ti) - (Nb+Ta) - (Fe+Mn) triangular diagram (fig.4). This could reflect the possible presence of some Fe^{3+} in the structure, that only a Mössbauer (not a microprobe) investigation could confirm.

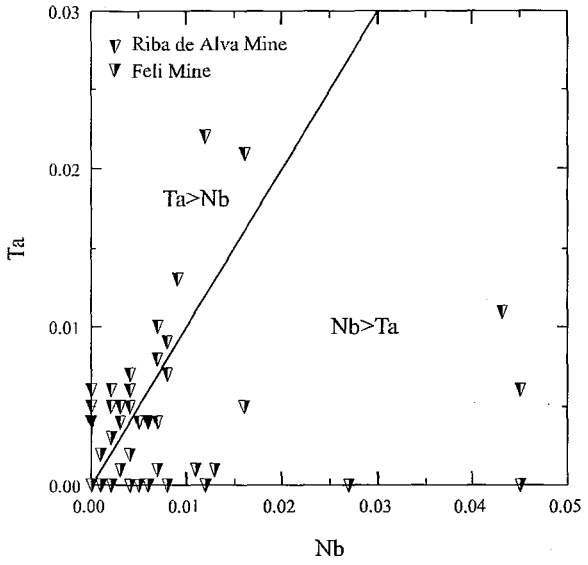


Figure 3 - Nb -Ta diagram for the cassiterites from Riba de Alva and Feli mines

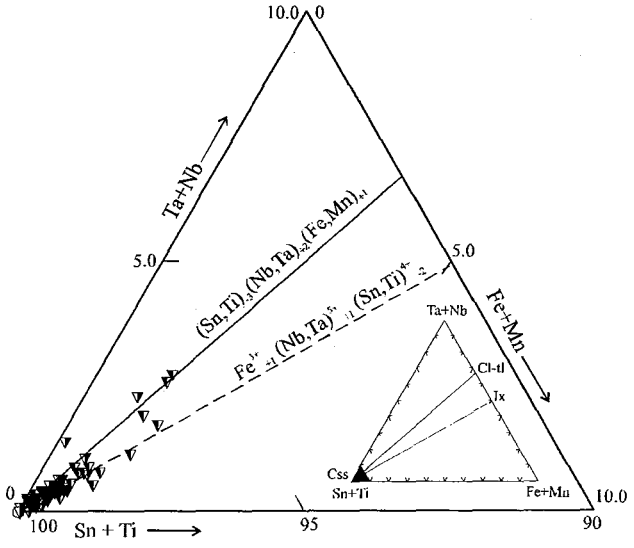


Figure 4 - Plot of cassiterite composition from Riba de Alva and Feli mines in a (Sn+Ti) - (Nb+Ta) - (Fe+Mn) triangular diagram. The two lines correspond to the possible substitution mechanisms: cassiterite (Css)/columbite-tantalite (Cl-Tl) and cassiterite(Css)/ixiolite (Ix). Same symbols as in figure 3.

CASSITERITE OSCILLATORY CRYSTAL ZONING

Chromatic zonation with alternating dark and light brown growth bands is one of the main features of cassiterites from this area. The bands are thin, in the <5μm to >30μm-wide range, and show gradual transition between them (fig.1). Darker bands are usually enriched in one or several of the following elements: Fe, Ti, Nb and Ta (figs. 1,5).

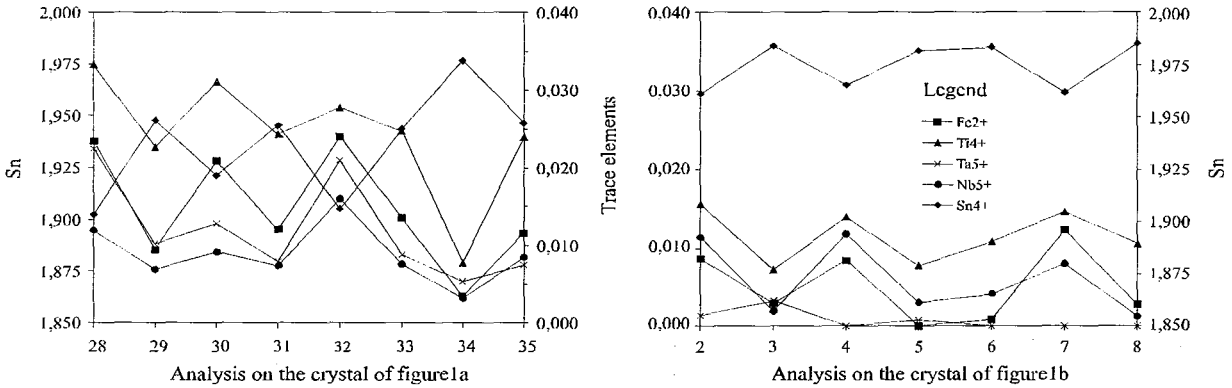


Figure 5 - Variation of the Sn, Fe, Ti, Nb and Ta atomic contents in two zoned cassiterite crystals. Atomic proportions calculated on the basis of 2 O

Darker brown colour in cassiterite has been ascribed, in the literature, to the presence of Fe (TAYLOR, 1979) or Ti (DEER et al., 1967), though currently, groups of elements like Fe, Ti ± Nb (GIULIANI, 1987), Fe, Mn, Nb, Ta, W, Ti (GOMES, 1995) and Nb, Ta, Fe (NEIVA, 1996) have also been considered. However, MOORE & HOWIE (1979) reported no significant difference in the Fe content between lighter and darker bands from Cornubian cassiterites. On the other hand, GRUBB & HANNAFORD (1966) explained the colour zoning based on the Fe oxidation state. This last finding was disputed by BANERJEE et al. (1970), who could not reproduce the same results on working with cassiterites from more widespread provenance. Another alternative proposed by Russian authors reported in TAYLOR (1979) was that chromatic zoning could be controlled by the distortion of the octahedral coordinated polyhedrons. The distortion would be proportional to the wavelengths absorption, i.e., the darker colours would correspond to the more distorted structures.

But why is the zoning oscillatory and not gradual? Causes such as cyclical variations in P, T and chemical potentials during mineral growth have been rejected, due to the extremely thin nature of the cassiterite bands. SHORE & FOWLER (1996) suggested that zoning could be caused by the change in the elastic strain energy during crystal growth. Furthermore, according to CLARK et al. (1976), the cassiterite unit cell dimensions, and particularly the *c* parameter, are in inverse proportion to the sum of Fe, Nb, Ta and Ti altogether. This would mean that the incorporation of any of these trace element in cassiterite structure would cause a change in the elastic strain energy to accommodate that deformation.

CONCLUSIONS

Depleted values in chalcophile elements such as Mo and Pb and high contents in Nb, Ta, and other high field strength elements in cassiterite, as those in our study, indicate high temperature magmatic fluids (TAYLOR, 1979).

Admitting the metal zoning of rare metal pegmatitic fields, i.e., the increase in Ta/Nb away from the cogenetic granite (CERNY, 1991), then the cassiterite-quartz veins from RM should be more distal then those of FM.

We also admit that the oscillatory chromatic zoning in cassiterite is due to the change in the elastic strain energy induced by the incorporation of trace elements. In fact, that elastic strain energy tends to deviate from the characteristic steady state of pure cassiterite, till it reaches a maximum elastic coefficient. At this point, the incorporation of trace elements is interrupted until the structure is stabilised again. Then a new cycle begins.

REFERENCES

BANERJEE, K. S., JOHNSON, C.E. & KRS, M. (1970). Mössbauer study to find the origin of weak ferromagnetism in cassiterite. *Nature,* 225: pp. 173-175

CERNY, P. (1991). Rare-element Granitic Pegmatites. Part II: regional and global environments and petrogenesis. *Geosc. Can.*, 18: pp. 68-81.

CLARK, A. M., FEJER, E. E., DONALDSON, J. D. & SILVER, J. (1976). The ^{119}Sn Mössbauer spectra, cell dimensions, and minor elements contents of some cassiterites. *Mineralog. Mag.,* 40: pp 895-898.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1967). Rock-Forming Minerals. Vol.5. *John Wiley*. New York. 371 p.

GASPAR, L. M. (1997). Contribuição para o estudo das mineralizações de volfrâmio (W), estanho (Sn) e lítio (Li) do sector Barca de Alva-Escalhão. Dep. de Geol. da F. C. U. L.. 267 p. *Unpublished MSc thesis* (abstract in English).

GIULIANI, G. (1987). La cassitérite zoneé du gisement de Sokhret Allal (Granite des Zaër; Maroc Central): Composition chimique et phases fluides associées. *Mineral. Dep.,* 22: pp. 253-261.

GOMES, C. A. A. L. (1995). Caracterização de cassiterites do campo aplito-pegmatítico granítico de Arga-Minho-Portugal-Província Pegmatítica Hercínica do NW Ibérico. *XIII Reunion de Geologia del Oeste Peninsular, IGCP project 319-320.* Salamanca. 86-90.

GRUBB, P. L. C. & HANNAFORD, P. (1966). Magnetism in cassiterite. *Mineral. Dep.,* 2. 148-171.

LEBEDEVA, S. I. (1968). Physical properties (density and microhardness) of minerals of the ilmenorutile-strüverite group, and their dependence on composition. *In*: S. I. Lebedeva (ed.). Physical Properties of Rare-Metal Minerals and Methods of their Examination. *Nauka Moscow*. Moscow. pp. 3-11. (in Russian).

MANGAS, J. & ARRIBAS, A. (1988). Evolution of hydrothermal fluids in the Feli tin deposit, western Spain. *Bull. Min.,* 111: pp. 343-358.

MÖLLER, P., DULSKI, P., SZACKI, W., MALOW, G. & RIEDEL, E. (1988). Substitution of tin in cassiterite by tantalum, niobium, tungsten, iron and manganese. *Geoch. et Cosmoch. Acta.*, 52: pp. 1497-1503.

MOORE, F.E. & HOWIE, R. A. (1979). Geochemistry of some Cornubian cassiterites. *Mineral. Dep.*, 14: pp. 103-107.

NEIVA, A. M. R. (1996). Geochemistry of cassiterite and its inclusions and exsolution products from tin and tungsten deposits in Portugal. *Can. Min.,* 34: pp. 745-768.

SHORE, M. & FOWLER, A. D. (1996). Oscillatory zoning in minerals: a common phenomenon. *Can. Min.,* 34. pp. 1111-1126.

TAYLOR, R. G. (1979). Geology of Tin Deposits. *Develop. in Econ. Geol.*, 11: 543 p.

VIEGAS, L. (1983) - Recursos minerais de volfrâmio e estanho na região de Freixo-Escalhão. *Relatório Interno do Serviço de Fomento Mineiro*. Porto. 45 p.

Espodumena-Petalite-Eucryptite em filões aplitopegmatíticos da região do Barroso-Alvão

A. LIMA*, B. CHAROY**, F. NORONHA*, J. FARINHA***

Palavras-chave: Lítio; espodumena; petalite; eucryptite; aplitopegmatitos; Barroso-Alvão;

Resumo: Em alguns filões aplitopegmatíticos da região do Barroso-Alvão, sondados pelo I.G.M., verificou-se a associação pouco habitual dos três aluminossilicatos de lítio (espodumena, petalite, eucryptite), por vezes na mesma lâmina delgada. Descrevem-se as relações mútuas entre os três minerais

Key-words: Lithium; spodumene; petalite; eucryptite; pegmatite-aplite dykes; Barroso-Alvão; subsolidus

Abstract: The coexistence of the 3 Li-aluminosilicates (spodumene, petalite and eucryptite) is not a common feature. Such a favourable opportunity occurs in some pegmatite-aplite dykes from northern Portugal. This mainly descriptive contribution details their mutual relationships.

INTRODUÇÃO

No decurso do projecto de cartografia geológica à escala 1/50 000 da folha 6C (Cabeceiras de Basto), foi posta em evidência por um dos autores (F. N.), a ocorrência de filões aplitopegmatíticos mineralizados em espodumena em Covas do Barroso (concelho de Montalegre). Desde essa altura, foram já efectuados pelo I. G. M. vários trabalhos de prospecção, de que resultaram diversos estudos que evidenciaram a especificidade daquelas ocorrências, nomeadamente no que respeita à sua mineralogia e aos seus teores em lítio (CHAROY & NORONHA, 1988; CHAROY et al., 1990; NORONHA & CHAROY ,1991; CHAROY et al., 1992; LIMA et al., 1997).

GEOLOGIA

O campo aplitopegmatítico da região do Barroso-Alvão, contém dezenas de filões aplitopegmatíticos.(Fig. 1). Os filões ocorrem encaixados em rochas metassedimentares de idade ordovícico-silúrica, com metamorfismo de grau intermédio, pertencentess à Zona Galiza-Trás-os-Montes. Foram reconhecidas na área 3 fases de deformação hercínicas (D1 a D3) e 3 xistosidades sobrepostas (S1 a S3) (NORONHA & RIBEIRO, M.L., 1981).

Na vizinhança do campo aplitopegmatítico afloram numerosos corpos de diferentes tipos de granitos (Fig. 1). Os granitos são diferentes na sua mineralogia (biotíticos e de duas micas) e na sua cronologia relativa com a fase de deformação D3. Os filões de aplitopegmatito estão deformados por D3 e portanto são mais antigos do que os granitos mais recentes (granitos biotíticos pos-tectónicos do plutão de Vila Pouca de Aguiar).

No campo foram encontrados 2 tipos de filões de aplitopegmatito (os numerosos pegmatitos graníticos que ocorrem no seio dos granitos de duas micas, não são considerados neste estudo):

-- o primeiro tipo é representado por um grande número de filões (maioritariamente do tipo aplítico), geralmente pouco possantes, frequentemente caulinizados, que podem conter mineralização em cassiterite (não considerados neste estudo);

-- o segundo tipo, é composto por filões de aplitopegmatito de grande dimensão. Este tipo é heterogéneo, na sua densidade de distribuição, com enxames locais de muitos filões de variados tamanhos. A espessura média de um filão (quantificável em apenas alguns casos) é fortemente variável, desde alguns metros até cerca de 30 metros. Os filões apresentam um contorno muito irregular e o seu pendor varia de sub-horizontal (o mais comum) a fortemente inclinado. Existem também algumas estruturas "pinch & swell", o que está de acordo com a natureza da rocha encaixante. Uma larga maioria destes filões são controlados estruturalmente, o que significa que houve instalação de um "líquido pegmatítico" ao longo de planos estruturais preferenciais nos xistos encaixantes, durante e após o pico de metamorfismo (BRISBIN, 1986; CERNY, 1991).

A instalação foi principalmente controlada pela xistosidade S2, que pode estar localmente deformada pela fase D3 (clivagem de crenulação, com planos axiais verticais de direcção 120° E, em média). A estrutura interna dos filões não

*Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto e Centro de Geologia da Universidade do Porto, Praça de Gomes Teixeira, 4050 Porto
**ENSG/CRPG, BP 20 , 54 501 VANDOEUVRE CEDEX (França)
***Instituto Geológico e Mineiro D. P. M. M., Rua S. José, 10, 3000 Coimbra

é fácil de estabelecer à escala do afloramento, dada a abundância de óxidos de Mn resultantes da alteração superficial do material aplitopegmatítico.

Todos os filões são compostos por uma parte aplítica e outra pegmatítica. Estas litologias estão misturadas entre si em proporções e relações espaciais varáveis, o que sugere contemporaneidade, ou mais raramente definindo estruturas bandadas (por vezes com um "comb-layered fabric" de feldspatos alongados) subparalelas aos encostos.

Os micaxistos encaixantes estão quase sempre muito dobrados e silicificados. Os encraves de micaxistos, no seio dos filões, são estruturalmente idênticos aos do contacto, mas exibem geralmente uma orla de reacção de biotite recristalizada.

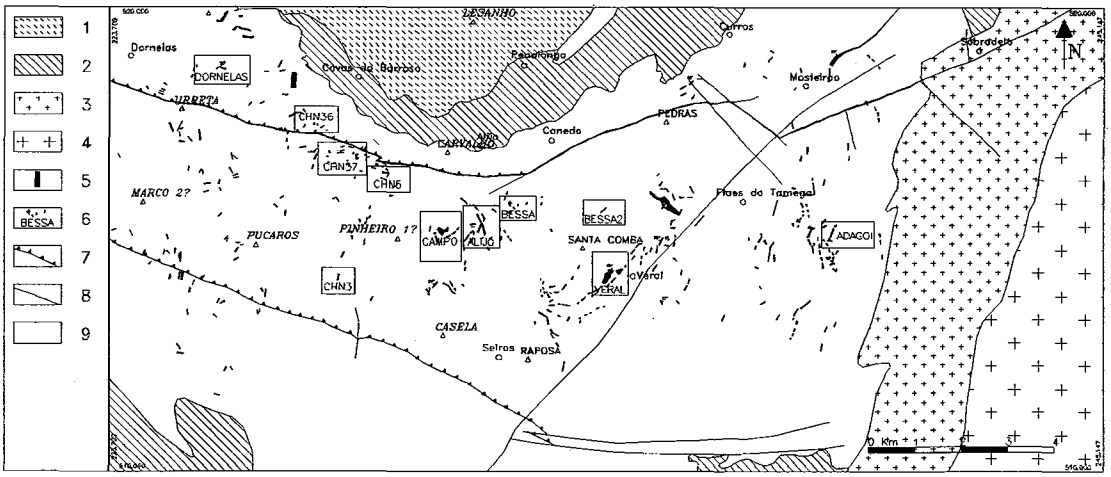


Figura 1 - Mapa simplificado da Geologia da região do Barroso-Alvão (segundo Cartas Geológicas de Portugal à escala 1/ 50 000, folhas 6C- Cabeceiras de Basto e 6D Vila Pouca de Aguiar)
1 - Granito biotítico sintectónico (granito de Vila da Ponte); 2 - Granitos de duas micas sintectónicos; 3 - Granito biotítico pós-tectónico (granito de Vila Pouca de Aguiar); 4 - Granito biotítico pós-tectónico (granito de Pedras Salgadas); 5 - Aplitopegmatito; 6 - Aplitopegmatito com lítio;
7 - Carreamento; 8 - Falha; 9 - Metassedimentos

ALUMINOSSILICATOS DE LITIO

Aspecto macroscópico

A associação mineral primária destes aplitopegmatitos ricos em lítio é bastante simples e corresponde a uma composição essencialmente granítica. À escala do afloramento, a fácies pegmatítica consiste em: 1) megacristais euédricos de feldspato potássico (até 20 cm), uniformemente distribuidos, mas por vezes a formarem agregados, nunca exibindo textura gráfica; 2) agregados de cristais de espodumena alongados, subédricos ou anédricos; 3) grãos de quartzo arredondados de pequena dimensão. A moscovite, por vezes centimétrica não é abundante. Todo este material está embebido numa matriz sacaróide aplítica, composta essencialmente por pequenos grãos de albite (com o quartzo e moscovite em menores quantidades). A espodumena não está distribuida da mesma forma ao longo dos filões, com algumas partes (estatisticamente mais perto do tecto) apresentando um enriquecimento significativo, o que sugere alguma heterogeneidade química no sistema. O conjunto da mineralização em espodumena ocorre em cristais euédricos a subédricos, cor creme, até 30 cm, com um crescimento paralelo (agregados colunares) ou ao acaso. Os agregados de espodumena são intersticiais entre megacristais de feldspato.

Descrição microscópica

As lâminas delgadas não permitem obter uma observação objectiva das fácies pegmatíticas. Os feldspatos sódicos e potássicos de grande dimensão, estão decorados com pequenas inclusões de quartzo. Há cristais de plagioclase que mostram maclas polissintéticas e maclas mecânicas pelo que os consideramos precoces. Os megacristais de feldspato potássico são túrbidos e não têm (ou têm muito poucas) exsoluções de albite, podendo no entanto conter pequenos

cristais de albite da matriz como inclusões. Raramente dispõe de maclas em xadrez o que pressupõe tratar-se de um precursor monoclínico (desordenado) (LAVES, 1950; BROWN & PASON, 1989). O quartzo vulgarmente apresenta uma extinção ondulante. A moscovite primária é rara, em placas centrimétricas discretas e parecem em equilíbrio com ambos feldspatos primários. Muitas das micas brancas ocorrem como pequenas placas anédricas secundárias a crescer à custa de aluminossilicatos de Li, ou ao longo de fracturas. A espodumena ocorre como: 1) cristais euédricos com faces (100) mais desenvolvidas que as (110), sem inclusões de minerais, sugerindo que a espodumena precipitou cedo na sequência. A macla simples (010) é bastante frequente; 2) de forma irregular em cristais poecilíticos, com poucos grãos de quartzo (algumas vezes euédricos) como inclusões. No caso das ocorrências dos filões de Alijó, observam-se finas agulhas de espodumena a intercrescerem com quartzo, sublinhando fracturas (sendo interpretadas como cristais associados a zonas de cisalhamento dúctil relacionadas com D3) e atravessando grandes cristais da espodumena mais precoce. Uma associação similar foi já descrita em outras ocorrências (CHAROY et al., 1992). A petalite, que não está presente nos filões de Covas de Barroso, não é identificável macroscopicamente, sucede à espodumena como aluminossilicato de Li estável. A petalite, por sua vez, apresenta um producto de alteração ao longo dos limites dos grãos, com aspecto de um agregado acastanhado de microcristais, determinados como sendo eucryptite. Em amostras de Veral, observam-se agulhas de petalite juntamente com cristais euédricos de quartzo a preencher espaços geométricos vazios, que se encontram entre a mistura de cristais alongados de espodumena. Uma relação textural tão particular sugere com alguma certeza, que quando a geração de quartzo mais importante precepitou, o meio ainda estava saturado em silicato de Al-Li, estando as condições de pressão e temperatura favoráveis à estabilidade da petalite.

A montebrasite é rara e e ocorre em esporádicos grãos fortemente alterados, com as maclas polissintéticas remanescentes.

A matriz é essencialmente albítica (quase um albitito puro), longe da composição eutética de um sistema haplogranítico. Pode estar algumas vezes presente um zonamento fracamente desenvolvido, defenido por uma grosseira variação no tamanho do grão. Isto significa que a matriz é deposicional e não substituidora na sua origem.

ALTERAÇÃO EM "SUBSOLIDUS"

A substituição de minerais mostra sequências definitivas e consistentes de desenvolvimento, com uma corrosão selectiva mas vigorosa, até à completa substituição de espodumena por albite ($\pm$ moscovite) e de petalite por feldspato potássico e/ou eucryptite. A albite é a fase mais comum a corroer a espodumena, que é substituida a vários níveis. Existem maiores ou menores restos de espodumena em continuidade cristalográfica com uma albite clara de grão fino, rodeada por um fino inter-crescimento de eucryptite mais albite. A albite pode algumas vezes acumular em espaços vazios em associação com um feldspato potássico secundário. Parte desta albite é subsequentemente alterada para uma mica branca encordoada, orientada cristalograficamente (ab+mica=cymatolite). O feldspato secundário é ubíquo, misturado intimamente com a petalite, à custa da qual se forma, em filonetes, isolado ou associado à albite. Pode apresentar algumas vezes um hábito típico da adulária ou, quando abundante um hábito ramificado alongado. É sempre muito túrbido, com maclas em xadrez e exsoluções de albite ausentes.

É muito difícil de distinguir a eucryptite do feldspato potássico secundário ao microscópio porque ambos tem um aspecto fortemente túrbido e tem quase a mesma localização numa orla contínua ou no preenchimento de fracturas, tanto na espodumena como na petalite. A eucryptite só foi possível identificar com segurança pela sua fluorescência característica quando observada num microscópio equipado com uma fonte de luz ultra-violeta (MROSE, 1953; HURLBUT, 1962).

O quartzo é claramente dominante na associação mineral final, sob a forma de cristais euédricos ou em bolsadas policristalinas. O quartzo euédrico está frequentemente associado com a eucryptite e limitam espaços preenchidos por feldspato potássico secundário e albite. Algumas das amostras estudadas estão fortemente alteradas, emergindo apenas restos de espodumena numa mistura microgranular de minerais secundários. A observação destas fases secundárias à microssonda electrónica permitiu a identificação de fosfatos (dominantes) de várias composições (Fe, Mn), intimamente intercrescidos com quartzo de reduzida dimensão. Também foi possível identificar a cookeite.

CONCLUSÕES

Do estudo petrográfico e mineralógico do conjunto de filões aplitopegmatiticos mineralizados com aluminossilicatos de lítio pode concluir-se que em alguns deles a espodumena é o único aluminossilicato. Noutros, ao contrário do que é habitualmente descrito, ocorre petalite posterior à espodumena. Os contactos rectilíneos entre ambas, são suficientes para indicar um equilíbrio. A espodumena é algumas vezes penetrada (mas não substituída) por petalite marginal. Estes factos são compativeis com uma evolução do sistema a temperatura relativamente constante mas em que houve descida da pressão.

A substituição de minerais mostra sequências definitivas e consistentes de desenvolvimento, com uma corrosão selectiva mas vigorosa, até à completa substituição de espodumena por albite ($\pm$ moscovite) e de petalite por feldspato potássico e/ou eucryptite. Esta associação caracteristica de um processo de alteração em "sub-solidus" corresponde a uma troca de iões de Li^+ por Na^+ (espodumena + Na^+ = eucryptite + Li^+), seguida pela de K^+ (feldspato potássico) e metassomatismo de H^+ (crescimento de mica). Durante estes episódios de alteração, parte do conteudo de Li de alguns dos filões do campo aplitopegmatítico, foi removido do pegmatito primário donde o aumento do conteúdo em Li_2O nos micaxistos encaixantes e o consequente empobrecimento dos filões em teor de Li.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho recebeu apoio da Rede de Formação e Investigação R.F.R.38/96 (JNICT-Portugal/MESR-França). Alexandre Lima beneficia de uma bolsa de doutoramento (ref. BD/5485/95) da JNICT/PRAXXIS XXI. O presente artigo integra-se nas actividades do Centro de Geologia da Universidade do Porto subsidiado pelo Programa de Financiamento Plurianual de I&D (FCT).

REFERÊNCIAS

BRISBIN, W. C. (1986) Mechanics of pegmatite intrusion. *American Mineralogist*, 71; pp. 644-651.

BROWN W.L. & PARSON I. (1989) Alkali feldspars: ordering rates, phase transformations and behaviour diagrams for igneous rocks. *Mineralogical Magazine, 53, pp. 25-42.*

CERNY P. (1991) Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada, 18/2, pp. 68-81.*

CHAROY B. & NORONHA F. (1988) A espodumena como fase litinífera de aplitopegmatitos da região de Covas de Barroso (Norte de Portugal). *Resumos da X Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Coimbra-Salamanca).*

CHAROY B., NORONHA F., DÓRIA A., MOREIRA J., (1990) Aplitopegmatitos com espodumena da Região de Covas do Barroso (Norte de Portugal). *Resumos da XXI Reunião sobre a Geologia do Noroeste Peninsular (Laboratório Xeoloxico de Laxe).*

CHAROY B., LHOTE F., DUSAUSOY Y. & NORONHA F. (1992) The crystal chemistry of spodumene in some granitic aplite-pegmatite of Northern Portugal: a comparative review. *Canadian Mineralogist, 30; pp. 639-651.*

HURLBUT C.S. (1962) Data on eucryptite from Bikita, Southern Rhodesia. *American Mineralogist, 47, pp. 557.*

LAVES F. (1950) The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars. *Journal of Geology, 58, pp. 548-571.*

LIMA A., FARINHA J., PIRES M., VIEGAS L., CHAROY B., NORONHA F. & MARTINS L. (1997) Prospecção de Jazidas de Lítio na Região de Barroso-Alvão. *Actas do IV Congresso de Geoquímica dos países de Língua Portuguesa (Braga)*

MROSE M.E. (1953) The alfa-eucryptite problem (abstr.) *Americam Mineralogist, 38, pp. 414-422.*

NORONHA F. & RIBEIRO M. L. (1981) Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. *Notícia explicativa da Folha 6A, Montalegre. Serviços Geológicos de Portugal.*

NORONHA F. & CHAROY B. (1991) Pegmatitos graníticos com elementos raros da região de Barroso (Norte de Portugal) *Resumos do I Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa. U. S. Paulo, 1, pp. 276-279.*

RIBEIRO A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA R. B., SOARES A. F., ZBYSZEWSKI G., ALMEIDA F. M., CARVALHO D. & MONTEIRO J. H. (1979) Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal.*

CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL FOLHA 6C-CABECEIRAS DE BASTO. Levantamentos efectuados por F. Noronha e J.Lima. *Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa 1993.*

CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL FOLHA 6D-VILA POUCA DE AGUIAR Levantamentos efectuados por F. Noronha , M.A.Ribeiro, H.C.Martins e J.Lima. *Instituto Geológico e Mineiro , Lisboa,(em publicação)*

Mineralizações filonianas de chumbo-antimónio do NE de Portugal. Algumas notas para o seu conhecimento

F. NORONHA* J. M. F.RAMOS** A. MOREIRA** & A.F.M. OLIVEIRA**

Palavras-chave: Mineralizações; Chumbo; Antimónio; Trás-os-Montes

Resumo: Apresenta-se uma inventariação das ocorrências de chumbo e antimónio do NE de Portugal. Descreve-se o seu modo de ocorrência, mineralogia e sequências de cristalização e tecem-se algumas considerações de índole genética.

Key-words: Lead; Antimony; Mineralizations; Trás-os-Montes

Abstract: A report of the Pb-Sb vein mineralizations of NE Portugal is here presented. We will describe the geology, mineralogy and the main mineralization stages and we also suggest some genetic considerations.

INTRODUÇÃO

As mineralizações de chumbo-antimónio do NE português nunca tiveram grande expressão no panorama das produções mineiras de Portugal, mesmo durante as fases de mais intensa mineralização registadas no país. CARNEIRO (1971) referiu relativamente às minas de Pb-Zn "são diminutas para não dizer nulas as possibilidades da maior parte das nossas minas de chumbo-zinco que integram as principais faixas de sulfuretos entre nós e durante muito tempo consideradas as mais representativas do potencial económico destes metais (Nordeste Transmontano, Castelo-Branco, Nordeste Alentejano, etc.). Dum modo geral tratam-se de filões pouco espessos com baixos teores médios e metalizações muito irregulares".

Por sua vez no que diz respeito às mineralizações de Sb M. FERREIRA et al. (1971) referem a respeito das mineralizações de Sb da faixa NE de Trás-os-Montes "que se tratam de jazigos do tipo filoniano em situação perigranítica longínqua encaixadas em formações essencialmente do Silúrico".

Além destas, são poucas as referências bibliográficas relativas a estas mineralizações.

A. BRITO (1955) e J.M.C.NEIVA (1956) apresentam resultados relativamente ao conteúdo em elementos vestigiais de galenas e blendas em que se incluem, entre outras, algumas das ocorrências de chumbo e antimónio do NE de Trás-os-Montes. De referir ainda os estudos de B. SOUSA (1975) sobre a metalogenia da mina de das Olgas (Mogadouro), D. MAUREL- PALACIN (1985) sobre a mina de Freixeda e A. MATEUS (1995) sobre a mina de França.

Apesar do seu interesse, modesto como fontes de minérios de chumbo e de antimónio, estas mineralizações apresentam evidente interesse metalogenético em especial tendo em vista a obtenção de uma carta de ocorrências de Trás-os-Montes. O presente trabalho pretende dar a conhecer alguns dos resultados obtidos a partir dos trabalhos de reconhecimento geológico por nós efectuados para integrarem a futura Carta de Ocorrências Minerais - Folha 2 à escala 1/200 000.

GEOLOGIA

No mapa da figura 1 apresenta-se a localização das ocorrências de Pb e Sb do NE de Portugal. Como pode verificar-se este tipo de mineralizações está encaixado em rochas metassedimentares e não evidencia relação espacial, pelo menos evidente, com afloramentos de maciços de rochas graníticas. Ocorrem em formações com diferentes idades e pertencentes a todos os diferentes Domínios definidos por A.RIBEIRO (1974) para Trás-os-Montes Oriental. A natureza do encaixante não parece pois ter sido o factor determinante para a ocorrência ou não de mineralizações. No entanto é de sublinhar que a maioria das mineralizações predominantemente antimoníferas ocorrem no Domínio Centro Transmontano e na "Formação de xistos e grauvaques culminantes" do Peri-Transmontano o que sugere que estão preferencialmente localizadas em níveis mais altos.

*Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto e Centro de Geologia da Universidade do Porto, Praça de Gomes Teixeira, 4050 Porto
**Instituto Geológico e Mineiro, Rua da Amieira, 4465 S. Mamede Infesta

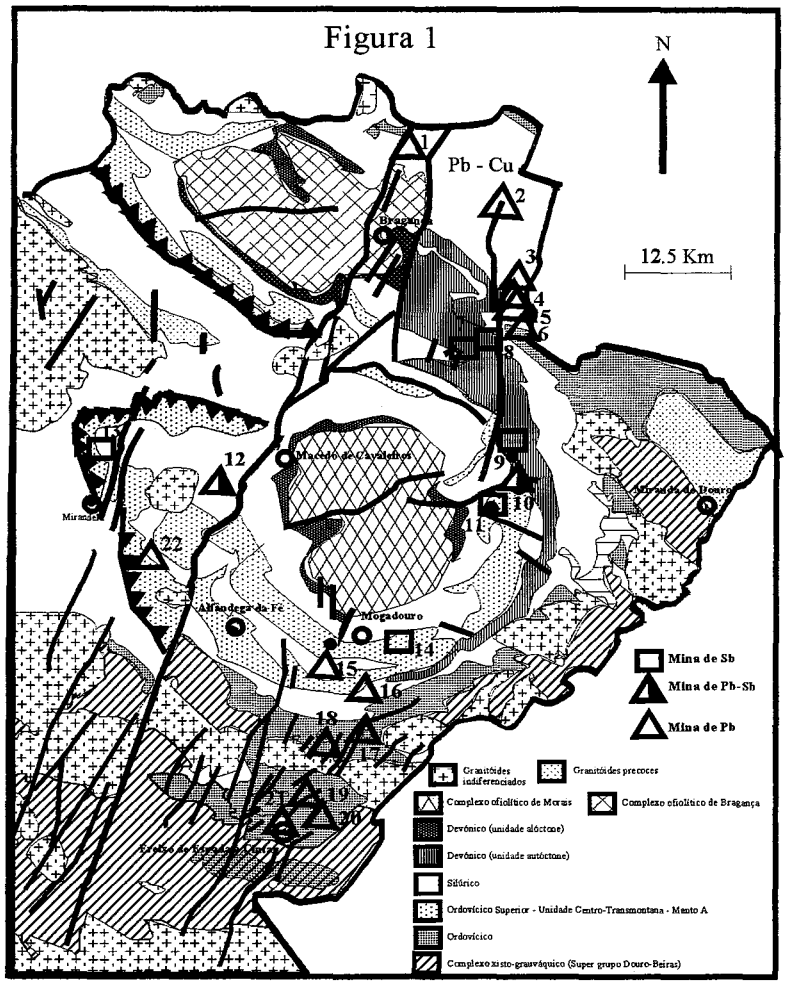


Figura 1 - Mapa geológico simplificado do NE de Portugal (segundo carta Geológica de Portugal, SGP (1992) à escala 1/ 500000), com localização das ocorrências de Pb e Sb (1-França; 2-Vila Meã; 3-Quintanilha nº10; 4-Quintanilha nº14; 5-Carreirão do Ferral; 6-Paradinha 7-Canedo; 8-Vale de Mulher; 9-Moinho do Picão; 10-Cabeço da Mina; 11-Ribeiro de Maçãs; 12-Sítio da Coitadinha; 13-Vale do Ninho; 14-Serrinha; 15-Vinha da Mina; 16-Olgas; 17-Cabeço da Roda; 18-Terra da Mina; 19-Pissarão; 20-Vale da Madre; 21-Mina de Ferronho; 22-Freixeda)

O conjunto maior de ocorrências define dois alinhamentos tectónicos principais com direcção sub-paralela à da falha da Vilariça. Um, a NE do Maciço de Morais, correspondente ao alinhamento da Ribeira das Maçãs, entre Quintanilha e Campo de Víboras; outro a SSE daquele maciço correspondente ao alinhamento Barca d'Alva-Lagoaça-Mogadouro. Um terceiro alinhamento, este menos evidente, compreende as ocorrências de Olgas e Pissarrão que, como referiremos mais adiante, são caracterizadas por associações mineralógicas específicas. Três das ocorrências (Vale do Ninho, Coitadinha e Freixeda) situam-se a oeste da falha da Vilariça mas estão também espacialmente associadas com alinhamentos NNE-SSW. Na maior dos casos as mineralizações não ocupam fracturas paralelas aos alinhamentos principais mas sim fracturas secundárias com eles relacionados. As mineralizações localizam-se, em geral, em fracturas tardias com orientação predominante ENE-WSW, NE-SW, NNE-SSW, e NW-SE (Fig.2).

Os filões de quartzo possuem possança decimétrica a métrica, são frequentemente lenticulares com andamentos máximos em direcção de 100 a 200 metros. A maior parte mostra brechificação do quartzo com inclusão de fragmentos da rocha encaixante, sendo em geral evidentes várias etapas de deposição daquele mineral. A mineralização ocorre, em geral, irregularmente disseminada por vezes, assinalam-se enriquecimentos nos encostos brechificados. Em algumas ocorrências é nítida a associação da mineralização plumbífera ou antimonífera com filonetes ou massas de quartzo mais tardios, frequentemente com estrutura em pente, ocorrendo em geral o minério em cavidades ou vazios.

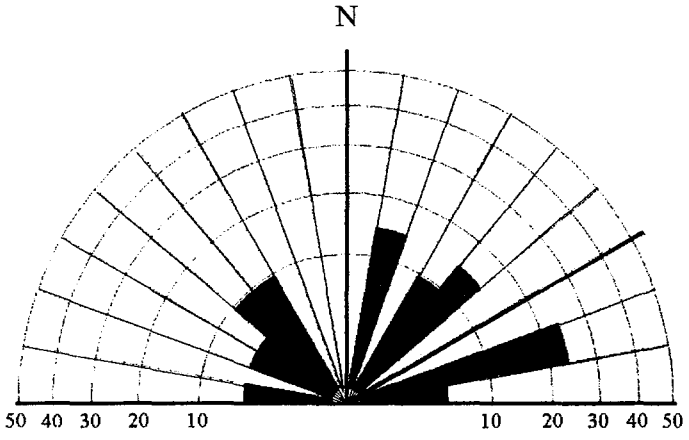


Figura 2 – Diagrama de frequências das orientações das estruturas mineralizadas.

MINERALOGIA

No quadro I apresenta-se, esquematicamente, as principais associações minerais encontradas. nos exemplos estudados. A maioria das ocorrências são caracterizadas por associações minerais bastante simples e constam no essencial de quartzo, antimonite, bertierite e óxidos de ferro ou quartzo, galena e óxidos de chumbo, o que leva a admitir uma deposição em ambientes de mais baixa temperatura; noutros casos é evidente a telescopagem deste tipo de associações com outras características de mais altas temperaturas (arsenopirite, pirite, pirrotite e bismutinite) evidenciando uma história mais complexa com vários períodos de circulação de fluídos mineralizadores. Deste último caso salientam-se, entre outros, os exemplos de Coitadinha, Olgas, Pissarrão e ainda França e Freixeda. De referir que nos três últimos exemplos há a assinalar a presença de ouro que no caso de Pissarão está presente em cristais micrométricos em cavidades da pirite.

Quadro I- Associações minerais das ocorrências estudadas

		2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	Rútilo	r	r	r	r				P		r			a	p			P		P
	Albite																a			
	Microclina																			
	Cassiterite																			
	Volframite															P				
	Scheelite								P											
	Apatite								P							r	p	r		
	Mica	r							P								a	a		a
	Quartzo	A							a					a						
Estádio Ferro-Arsenífero	Pirrotite														P					
	Arsenopirite										P				r		p			
	Pirite	A									A							a		
	Bismuto														p					
	Bismutinite														p					
	Ouro																	r		
	Quartzo	A							a		a							a		a
Estádio Zinco-Cuprífero	Blenda	a							p		P									
	Calcopirite	A									P				a		p	P		
	Cobre Nativo																			p
	Quartzo	A			A	A					a				a			a		
Estádio Plumbo-Antimonífero	Galena		a	a	a	a				a				a	a	a	a	a	a	a
	Pirargirite													P						
	Boulangerite																			
	Bournonite																			
	Jamesonite											P								
	Tetraedrite													r						
	Electrum																			
	Arsenopirite																			
	Pirite		P	P	P					P		r			a				P	
	Marcassite																			
	Cerussite	A	p	p						a				p	a				p	a
	Quartzo				a	a	A	A	A	a	a	a			a	a	a	a		a
	Calcostibite										p									
Estádio Antimonífero	Antimonite						P	p	a	r	a	a								
	Bertierite						P				A	p								
	Electrum																			
	Quartzo						a	a				a								a
	Antim. nativo								r		a									
Alteração Supergénica	Semamontite										p									
	Calcite	r	p	p	p															
	Dolomite																			
	Óxidos de Ferro					a			p					P					P	
	Óxidos de Pb	a												p	P	a	a		a	a
	Covelite	a													P	p	p		r	
	Sulfato de Pb															r	a			

A- Muito abundante a- abundante p- pouco abundante r- raro

Foram realizados estudos à microssonda para melhor caracterizar alguns dos minerais presentes:
- as galenas não exibem quantidades significativas de elementos traço, apenas num exemplo foi detectada a presença de Ag até 0,6 % e Sb até 0,5% (Vinha da Mina);

- a antimonite também revela composição próxima da teórica, apresentando porém, em alguns casos arsénio até 3,9 % (Vale do Ninho);

- a bertierite é, por vezes, o mineral de antimónio mais representativo (Coitadinha) e apresenta valores de 10,9 a 12,3 de Fe e 2,1 a 2,5 de As;

- a blenda, nos exemplos estudados, revela composição algo variável no que respeita o teor em Fe que varia, em média, entre 7,6% (Olgas) até quase 0% (em algumas das blendas de Vila Meã e Moinho do Picão) o que aponta para mais altas temperaturas de deposição no primeiro caso;

- as arsenopirites analisadas permitem concluir pela existência de três grupos composicionais correspondentes a outras tantas gerações; uma de mais alta temperatura com teor médio de As de 43%; outra de temperaturas intermédias com um valor médio de As de 41% e finalmente um grupo, de mais baixa temperatura com 39% de As. Os três grupos estão representados nos exemplos que evidenciam uma história mais complexa (p.e. Coitadinha);

- ouro nativo é bastante puro com percentagens de Au superiores a 86%;

- a tetraedrite foi apenas detectada, num exemplo (Vinha da Mina) e em pequenos cristais no seio do quartzo revelando elevado teor em prata (teor médio 32,7 %);

- a pirargirite foi também só observada num exemplo (Vinha da Mina) e ocorrendo no seio da galena por vezes em vénulas alongadas e revelando elevado teor em prata (teor médio 59,5 %) e vestígios de As (0,5%) e Cu (0,1%).

Discussão

Tem sido habitualmente admitido que as soluções hidrotermais responsáveis pelas mineralizações de chumbo e antimónio bem como por outras de Sn e W (scheelite de Lagoaça e scheelite de Cravezes) do NE de Portugal estão geneticamente relacionadas com os granitos de duas micas sintectónicos (sin-D3).

Acontece que as mineralizações de Pb e Sb estão instaladas em estruturas relacionadas com D3 e D4 e são tardias relativamente aos quartzos que preenchem essas estruturas pelo que somos levados a sugerir que aquelas mineralizações são pós-D4 e que portanto nada têm a ver com a intrusão de granitos sintectónicos aflorantes na região em apreço, não se verificando , inclusive, qualquer tipo de zonalidade em relação a estes granitos.

De sublinhar ainda que os alinhamentos que controlam a ocorrência das mineralizações de Pb e Sb cortam os alinhamentos correspondentes aos antiformas de D3 que controlaram a intrusão dos granitos de duas micas e algumas das mineralizações de W e Sn com eles espacialmente associadas (p.e antiforma de Chaves-Miranda do Douro) (RIBEIRO & PEREIRA, 1982) o que permite inferir que, em geral, correspondem a períodos metalogénicos distintos.

REFERÊNCIAS

BRITO A. (1955) - Estudo espectográfico de elementos mínimos em galenas portuguesas. *Estudo Notas e Trabalhos* - Vol.X fasc.1-2 Porto.

CARNEIRO (1971) - Potencialidades minerais da Metrópole - Base firme de desenvolvimento industrial do país - *Arquivo da Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos*-nº 2 Lisboa.

FERREIRA M. P. OLIVEIRA J. M. S. & ANDRADE R. S.(1971) - Ocorrências de Antimónio do Norte de Portugal - *I Congresso Hispano-Luso-Americano de geologia económica* - Secção4 - TomoI pp.597 a 617 - Lisboa.

MAUREL-PALACIN, D. (1985) - Étude de filons polymétalliques (W, Au, Ag...) au sud de Mirandela (Trás-os-Montes, Portugal) relations avec les granites. *Thése de 3ª cycle, Univ. P. & M. Curie*, Paris, 214 pp.

MATEUS, A. (1995) - Evolução tectono-térmica e potencial metalogenético do troço transmontano da Zona de Falha Manteigas-Vilariça-Bragança. *Tese Fac. Ciências Univ. de Lisboa*, tomo I, pp195; tomo II, pp. 994 Lisboa.

NEIVA J.M.C.(1956) - Considerations sur la geochimie de blendes et de galenes portugaises. *Estudos Notas e Trabalhos* - Vol. XI - fasc.3-4 Lisboa.

RIBEIRO A. (1974) Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Serv. Geol. Port., Mem. nº 24*, (Nova série), 168 pp. Lisboa

RIBEIRO A. & PEREIRA, E. (1982) - Controles paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio. *Geonovas*, vol. 1, nº3, p. 23-31. Lisboa.

SOUSA B.(1975) - Sobre o enquadramento geológico e mineralização da Mina de Olgas (Castelo Branco-Mogadouro-Trás -os Montes) - *Memórias e Notícias. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*. N 79 - Coimbra.

Especialização metalogénica dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto

A. ALMEIDA *

Palavras-chave: Granitos sintectónicos peraluminosos de duas micas, especialização metalogénica, Li, Sn, W, Au, norte de Portugal.

Resumo: Os granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto são especializados em Li, Sn e, em menor escala, em W. A diferenciação magmática por cristalização fraccionada parece ser um processo concentrador para os três elementos. A correlação positiva entre o F relativamente ao Li, Sn e W permite sugerir que o F seja o veículo destes elementos nos granitos. Os fenómenos de alteração tardi-magmáticos (albitização do feldspato e moscovitização da plagioclase e da biotite) tendem a acentuar a concentração promovida pela diferenciação magmática.

Key-words: Syn-tectonic two-mica peraluminous granites, metallogenic specialization, Li, Sn, W, Au, Northern Portugal.

Abstract: The two-mica peraluminous granites of Cabeceiras de Basto complex are specialized in Li, Sn and, to a lesser extent, in W. Magmatic differentiation by fractional crystallization seems to be a concentrator mechanism for the three elements. The positive correlation between F and Li, Sn and W allows to suggest that F may be the vehicle of these elements through the granites. The late- magmatic hydrothermal alteration processes (feldspar albitization and plagioclase and biotite muscovitization) tend to enhance the concentration promoted by the magmatic differentiation.

INTRODUÇÃO

O complexo de granitos hercínicos peraluminosos de duas micas de Cabeceiras de Basto é um exemplo de um maciço constituído por três grupos de granitos classificados com base na sua granulometria média em: granito de grão fino, G'f (0,5-1 mm); granito de grão médio, G'm (2-4 mm) e granito de grão grosseiro, localmente porfiróide, G'g (5-7 mm) cujos raros megacristais variam entre 8 e 10 mm. Apesar de exibirem uma gama de composição química semelhante correspondem a três séries geneticamente independentes, resultantes da fusão parcial de uma crusta continental heterogénea (ALMEIDA, 1994). O complexo ocupa o núcleo de um antiforma de direcção N130ºE, contemporâneo da fase D3 da orogenia hercínica o que permite inseri-lo no grupo dos granitos sintectónicos (sin-D3), de idade vestefaliana (NORONHA et al. 1981, FERREIRA et al. 1987, PINTO et al. 1987). O complexo foi datado pelo método U-Pb (em zircão e monazite) tendo-se obtido a idade mínima de 311±1 Ma (ALMEIDA et al. 1998).O maciço encontra-se deformado por zonas de cisalhamento tardi- a pós-magmático e sofreu intensa actuação de fenómenos de alteração tardi- a pós-magmáticos, particularmente albitização e moscovitização. Os granitos que compõem o complexo estão espacialmente associados a mineralizações de Li e Sn localizadas em filões aplito-pegmatíticos e, mais raramente, a mineralizações de W em filões de quartzo, que atravessam formações metassedimentares de idade silúrica inferior a NE do maciço.

MINERALIZAÇÕES

É amplamente reconhecida a associação do magmatismo ácido com mineralizações em Sn e W no norte de Portugal continental, particularmente no que diz respeito ao papel desempenhado pelos granitos de duas micas e do seu encaixante metassedimentar, na génese de mineralizações que ocorrem em greisens, em filões aplito-pegmatíticos e em filões de quatrzo.

Próximo da área em estudo destacam-se os trabalhos de prospecção geológica e geoquímica de RAMOS et al. 1981 em que se reconheceram índices de estanho em filões e massas aplito-pegmatíticas em relação espacial com um granito de duas micas de grão grosseiro e com um granito sintectónico de duas micas essencialmente biotítico, assim como índices de tungsténio predominantemente relacionados com níveis de rochas calcossilicatadas existentes no seio de formações metassedimentares encaixantes.

Em Covas do Barroso, a NE do complexo, localiza-se um importante campo filoniano em formações metassedimentares de idade silúrica (na sua maioria constituídas por xistos quartzíferos e xistos micáceos com intercalações de xistos negros) que se encontra espacialmente associado aos granitos do complexo de Cabeceiras de Basto. Os corpos aplito-pegmatíticos apresentam-se na sua maioria discordantes com a estrutura metamórfica regional e a sua atitude varia desde diques verticais a horizontais ou apresentam inclinação variável. São alongados, atingindo mais de cem metros ao longo da direcção, ou são lenticulares. A maioria destes filões aplito-pegmatíticos exibe um controlo estrutural por fractura (linear ou em *échelon*), encontram-se frequentemente deformados de acordo com a fase de compressão F3 (BORGES et al. 1979) e apresentam-se mineralizados em cassiterite (NORONHA, 1983, FERREIRA & NORONHA, 1987).

Centro de Geologia da Universidade do Porto e Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências, 4050 Porto

Na mesma área de Covas do Barroso CHAROY et al. (1992) descreveram pela primeira vez corpos aplito-pegmatíticos ricos em Li. A mineralização em Li está expressa sob diversas formas: cristais de espodumena e de lepidolite, dominantemente nas unidades pegmatíticas dos filões, e sob a forma de um fosfato da série da ambligonite, quer nos aplitos quer nos pegmatitos.

ESPECIALIZAÇÃO METALOGÉNICA DOS GRANITOS

No Quadro 1 apresenta-se a gama dos teores de Sn, Li, W, F e Au assim como de alguns parâmetros testando a especialização metalogénica quer de amostras menos alteradas, quer de amostras albitizadas e moscovitizadas, dos granitos do complexo em estudo.

Quadro 1 - Variação dos teores em Sn, Li, W, (ppm), F (%) e Au (ppb) assim como de parâmetros indicadores de especialização de amostras sãs, albitizadas (alb.) e moscovitizadas (mosc.) dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto

ppm	G'f sãs	G'f alb.	G'f mosc.	G'm sãs	G'm alb.	G'm mosc.	G'g sãs	G'g alb.	G'g mosc.
Sn	8 - 38	21 - 51	10 - 66	19 - 40	17 - 46	29 - 47	17 - 68	27 - 44	13 - 16
Li	74 - 482	225 - 322	94 - 220	32 - 345	117 - 267	130 - 395	113 - 433	112 - 442	121 - 195
W	2 - 4	4 - 10	1 - 4	3 - 8	3 - 4	3 - 8	2 - 16	4 - 14	3 - 4
F (%)	0,08 - 0,28	0,17 - 0,30	0,08 - 0,20	0,09 - 0,20	0,13 - 0,17	0,11 - 0,14	0,11 - 0,30	0,20 - 0,29	0,09 - 0,17
Au (ppb)	< 2 - 4	< 2	< 2 - 9	< 2 - 16	5 - 7	5 - 17	< 2 - 16	7	
K/Rb	88 - 115	67 - 93	96 - 125	88 - 137	84 - 117	76 - 116	64 - 135	59 - 87	99 - 113
Mg/Ti	0,6 - 2,3	1,0 - 6,5	0,7 - 2,5	0,9 - 1,9	1,4 - 3,7	0,4 - 2,1	0,8 - 1,9	1,0 - 2,6	0,7 - 1,5

Quando se comparam os valores obtidos com os sugeridos por TISCHENDORF (1974) para granitos especializados (Quadro 2) verifica-se de imediato que todos os granitos analisados pertencem a este tipo.

Quadro 2 – Carácter especializado dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto

ppm	Granitos especializados (TISCHENDORF, 1974)	Granitos de Cabeceiras de Basto G'f	G'm	G'g
Li	220±100	220	179	224
Sn	30±20	25	29	42
W	7±3	3	5	7

Estudou-se o comportamento do Li, Sn e W com o parâmetro de diferenciação B=Fe+Mg+Ti , que representa o teor em minerais ferromagnesianos (em termos do número de milicatiões dos elementos em 100 gramas de rocha) e cuja diminuição dá uma indicação da evolução magmática.

Numa abordagem inicial seleccionaram-se as amostras menos afectadas pelos fenómenos de alteração tardi- a pós-magmática.

O Li apresenta dois comportamentos distintos no decurso da evolução magmática. Nos grupos G'm e G'g assiste-se a um aumento dos teores à medida que o parâmetro B diminui, reflectindo o papel concentrador da diferenciação magmática em relação ao Li. Contudo, verifica-se uma nítida diminuição dos teores em Li com a evolução magmática em amostras de

G'f, acompanhando a diminuição em biotite. Dado que os teores em Li na biotite do granito G'f são superiores aos teores analisados nos dois outros grupos (ALMEIDA, 1994) pode-se sugerir que a biotite é o principal portador de Li naquele grupo.

Verifica-se um aumento de Sn com a evolução magmática nos três grupos de granitos. Tendo em consideração que os granitos do complexo pertencem à série aluminopotássica, evoluindo segundo uma tendência sílico-sódica, e que o Sn é um elemento litófilo, a concentração de Sn nos estádios finais da diferenciação magmática está de acordo com as observações descritas por diversos autores (*e.g.*, DERRE et al. 1987, DIAS 1987, STUSSI, 1989).

O comportamento do W com a evolução magmática não é muito significativo. Os teores médios são relativamente baixos nos três grupos de granito, sendo contudo ligeiramente mais elevados na fácies de grão grosseiro.

Apesar de não se conhecerem mineralizações em Au na área do complexo em estudo os teores determinados, variando desde valores inferiores a 2 ppb até 17 ppb, merecem uma breve referência. Os teores mais elevados encontram-se nos granitos de grão médio e grosseiro, sendo o comportamento face ao parâmetro de diferenciação B irregular, havendo no entanto uma tendência para a concentração em G'g acompanhar a evolução magmática.

Testou-se o comportamento dos elementos Li, Sn e W com o flúor, tendo-se observado nas três situações correlações positivas.

Após a observação do comportamento destes elementos nas fácies menos alteradas procedeu-se a um estudo comparativo nas amostras afectadas quer por albitização dos feldspatos quer por moscovitização da plagioclase e da biotite. De uma forma generalizada as tendências delineadas ao longo da evolução magmática são sublinhadas pela actuação dos processos de alteração. Quando se confronta o comportamento dos elementos com o F verifica-se que a albitização induz uma tendência para uma correlação mais regular com o Sn nos três grupos, mais claramente para G'm e G'g, enquanto que a moscovitização parece induzir uma maior dispersão.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os teores em Li, Sn e W encontrados nos três grupos de granitos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto permitem caracterizá-los como granitos especializados. Admite-se que a diferenciação magmática por cristalização fraccionada seja o processo concentrador para os três elementos, os quais experimentam um aumento no decurso da evolução, à excepção do Li no grupo de grão fino cuja concentração está directamente dependente da quantidade de biotite, diminuindo com a evolução.

A correlação positiva entre o F relativamente a Li, Sn e W permite sugerir que o F seja o veículo destes elementos nos granitos, sendo o transporte provavelmente mais facilitado para o caso do Sn tendo em conta a melhor correlação observada.

Os fenómenos de alteração tardi-magmáticos vieram acentuar a evolução já iniciada pela diferenciação magmática, notando-se um papel mais relevante da albitização no processo de concentração do Sn e, em menor escala, do Li. O ligeiro aumento de W nas fácies afectadas por moscovitização da plagioclase tende a confirmar o papel concentrador dos fluidos enriquecidos em potássio para o W, como sugerido por NORONHA (1982, 1983, 1988) e por RIBEIRO & PEREIRA (1982).

A presença de Au nos granitos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto não deve estar relacionada com a sua evolução primária, sendo a relação com os fenómenos de alteração tardi-magmáticos igualmente difícil de estabelecer. Estas observações indicam fenómenos mais ou menos complexos e porventura independentes da história evolutiva dos granitos no que diz respeito à génese de concentrações auríferas. Sugere-se que uma granulometria média a grosseira dos granitos de duas micas possa promover a sua especialização em Au, o que de algum modo pode estar relacionado com uma mais fácil circulação de fluidos auríferos.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho integra-se nas actividades do Centro de Geologia da Universidade do Porto subsidiado pelo Programa de Financiamento Plurianual de I&D (FCT). Aos Prof. Doutores F.Noronha e J. Leterrier os nossos agradecimentos por toda a disponibilidade que sempre manifestaram e que conduziu a frutuosas discussões.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, A. (1994) Geoquímica, petrogénese e potencialidades metalogénicas dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto. (Tese) Porto, 305 pp.

ALMEIDA, A., LETERRIER, J., NORONHA, F. & BERTRAND, J.M. (1998) U-Pb zircon and monazite geochronology of the Hercynian two-mica granite composite pluton of Cabeceiras de Basto (Northern Portugal). *C.R. Acad. Sci., Paris* (em publicação).

BORGES, F.S., NORONHA, F., PEREIRA, E. & RIBEIRO, A. (1979) Ocorrência de filões aplíticos deformados, com mineralização estanífera. (Nota prévia). *Publ. Museu Labor. miner. geol. Fac. Ciênc.* Porto, 4ª sér., 91, pp. 223-229.

CHAROY, B., LHOTE, F., DUSAUSOY, Y. & NORONHA, F. (1992) The crystal chemistry of spodumene in some granitic aplite-pegmatite of northern Portugal. *Canad. Miner.*, 30, pp. 639-651.

DERRE, C., LECOLLE, M., MAUREL-PALACIN, D. NORONHA, F. & ROGER, G. (1987) Evolution granitique et minéralisations filoniennes à Sn-W dans le nord du Portugal. *Chron. Rech. min.*, 487, pp. 63-74.

DIAS, G. (1987) Mineralogia e petrologia de granitos hercínicos associados a mineralizações. (Tese) Braga, 304 pp.

FERREIRA, N., IGLÉSIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L. (1987) Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. *In*: F.Bea et al. (Eds), Geologia de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico. Libro homenaje a L.C. Garcia de Figuerola. Editorial Rueda. Madrid, pp. 37-51.

FERREIRA, N. & NORONHA, F. (1987) Prospecção de estanho em áreas envolventes dos maciços graníticos das serras do Gerês, Barroso e Cabreira. *In*: Actas e Comunicações. IX Reunião sobre Geologia do Oeste Peninsular, Porto, 1985. *Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Porto*, 1, pp. 433-449.

NORONHA, F. (1982) Rochas graníticas do triângulo Gerês-Barroso-Cabreira. Suas relações com mineralizações em Sn e W-Mo. *Publ. Museu Labor. miner. geol. Fac. Ciênc.* Porto, 4ª sér., 93, 39pp.

NORONHA, F. (1983) Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha. (Tese) Porto, 413 pp.

NORONHA, F. (1988) Mineralizações. *Geonovas*, 10, pp.37-54.

NORONHA, F., RAMOS, J.M.F., REBELO, J.A. & RIBEIRO, M.L. (1981) Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le nord-ouest péninsulaire. *Leidse Geologische Meded.*, 52, pp. 87-91.

PINTO, M.S., CASQUET, C., IBARROLA, E., CORRETGÈ, L.G. & FERREIRA, M.P. (1987) Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico. *In*: F.Bea et al. (Eds), Geologia de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico. Libro homenaje a L.C. Garcia de Figuerola. Editorial Rueda. Madrid, pp. 69-86.

RAMOS, J.M.F., OLIVEIRA, J.M.S. & SIMÕES, M.C. (1981) Prospecção geológica e geoquímica na área de Cabeceiras de Basto. *Mem. Not.*, Coimbra, 91/92, pp. 89-111.

RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (1982) Controles paleogeográficos, petrológicos e estruturais na génese dos jazigos portugueses de estanho e volfrâmio. *Geonovas*, 3, pp. 23-31.

STUSSI, J.M. (1989) Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Econ. Geol.*, 84, pp. 1363-1381.

TISCHENDORF, G. (1974) Metallization associated with acid magmatism. Geological Survey of Czechoslovakia. Praga. *Symposium MAWAM*, vol.1, pp. 206-209.