



P
ARA CONHECER
A TERRA
MEMÓRIAS E NOTÍCIAS
DE GEOCIÊNCIAS
NO ESPAÇO LUSÓFONO

Lopes, F. C., Andrade, A. I.,
Henriques, M. H., Quinta-Ferreira, M.,
Barata, M. T. & Pena dos Reis, R.
Coordenação

A presente obra reúne um conjunto de contribuições apresentadas no I Congresso Internacional de Geociências na CPLP, que decorreu de 14 a 16 de maio de 2012 no Auditório da Reitoria da Universidade de Coimbra. São aqui apresentados trabalhos desenvolvidos por várias equipas afiliadas a distintas instituições da CPLP, que refletem percursos investigativos inovadores, em que se procura descrever objetos e interpretar processos, a diferentes escalas, que ocorrem ou ocorreram no interior ou à superfície da Terra. Os resultados obtidos traduzem uma construção de conhecimento de cariz substantivo, que contribui para o enriquecimento quer das áreas tradicionais que alicerçam as Geociências, quer de áreas emergentes, cujos limites de análise se expandem para outros planetas.

Fotografia da Capa

Fenda da Tundavala, Planalto da Huíla, Angola



D O C U M E N T O S

EDIÇÃO

Imprensa da Universidade de Coimbra
URL: http://www.uc.pt/imprensa_uc
Email: imprensauc@ci.uc.pt
Vendas online: <http://livrariadaimprensa.uc.pt>

CONCEÇÃO GRÁFICA

António Barros

INFOGRAFIA DA CAPA

Carlos Costa

INFOGRAFIA

Xavier Gonçalves

EXECUÇÃO GRÁFICA

Gráfica de Coimbra

ISBN

978-989-26-0511-1

ISBN Digital

978-989-26-0534-0

DOI

<http://dx.doi.org/10.14195/978-989-26-0534-0>

DEPÓSITO LEGAL

353285/12

OBRA PUBLICADA COM O APOIO DE:



P
**ARA CONHECER
A TERRA**
MEMÓRIAS E NOTÍCIAS
DE GEOCIÊNCIAS
NO ESPAÇO LUSÓFONO
VOLUME I

Lopes, F. C., Andrade, A. I.,
Henriques, M. H., Quinta-Ferreira, M.,
Barata, M. T. & Pena dos Reis, R.

Coordenação

(Página deixada propositadamente em branco)

“Foi nessa altura que, em profusão e diversidade internacional, apareceram os geólogos. (...) Agora chegavam em força os sábios da terra e das terras, os averiguadores de movimentos e acidentes, estratos e blocos erráticos, de martelinho na mão, batendo em tudo quanto fosse pedra ou pedra parecesse”

José Saramago; “A Jangada de Pedra”

(Página deixada propositadamente em branco)

SUMÁRIO

Apresentação	13
--------------------	----

SECÇÃO 1

A TERRA NO ESPAÇO: CONTOS DE OUTROS MUNDOS

1. Condicionalismo climático dos terrenos poligonais em Vénus, na Terra e em Marte.....	17
<i>P. A. Reis, E. I. Alves & M. T. Barata</i>	
2. Super-resolução de uma rede de drenagem em Titã	25
<i>E. I. Alves, A. I. Andrade & M. T. Barata</i>	

SECÇÃO 2

A INSTÁVEL ESPUMA DA TERRA: REFLEXOS DE UM INTERIOR CONTURBADO

3. O Graben de Palestina (Bacia do Araripe, NE Brasil): análise estrutural	33
<i>F. M. C. Cardoso, E. F. Jardim de Sá & F. C. Alves da Silva</i>	
4. Morfoestruturas do Graben do Tacutu (Centro-Nordeste de Roraima, Brasil).....	41
<i>S. S. Tavares Júnior, S. de O. Nascimento, L. C. Beserra Neta & P. Y. S. Hahn</i>	
5. Caracterização morfoestrutural do Bordo Ocidental do Planalto da Humpata (SW de Angola) com recurso a técnicas de deteção remota.....	49
<i>F. C. Lopes, V. Mantas, A. Pereira & H. Mpenge</i>	
6. A importância do contexto tectónico em desligamento esquerdo na morfoestrutura da Caldeira Vulcânica da Ilha de Deception (NW da Antártida).....	59
<i>F. C. Lopes, A. T. Caselli, A. Machado & M. T. Barata</i>	
7. The Potential for CO ₂ geological storage in the Porto basin (offshore North Portugal)	69
<i>F. M. C. Cardoso, T. A. Cunha, P. Terrinha, J. Carneiro & C. Ribeiro</i>	

8. Comparação entre a função do receptor no domínio do tempo e da frequência para o cálculo de espessura crustal..... 79
R. T. G. da Silveira, D. F. Albuquerque, C. G. Pavão, G. S. França & I. G. dos Santos

SECÇÃO 3

REGISTO ESTRATIGRÁFICO: PEDAÇOS DE TERRA, RETALHOS DE TEMPO

9. Estratigrafia e interpretação estrutural de intervalos sísmicos do setor central da Bacia Lusitânica e na Bacia de Peniche (Portugal)..... 89
J. M. Cumbo & R. Pena dos Reis
10. O Graben de Palestina (Bacia do Araripe, NE Brasil): análise estratigráfica 101
F. M. C. Cardoso, E. F. Jardim de Sá, C. M. S. Scherer & V. C. Córdoba
11. Evolução dos tratos de sistemas continentais Neocretáceos da porção sudeste da Plataforma Sul-americana..... 111
A. Batezelli
12. Integration of geochronologic, paleobotanical and organic matter studies in Gondwanan tonstein (Sakmarian, Paraná Basin, Brazil) 123
M. Guerra-Sommer, M. Cazzulo-Klepzig, J. G. Mendonça Filho, I. Degani-Schmidt, A. Jasper, R. Menegat & M. W. Simas

SECÇÃO 4

REGISTO FÓSSIL: PEDAÇOS DE PEDRA, SINAIS DE VIDA

13. Quitinozoários da Formação Chão Lopes (Pridoli do Sinclinal Amêndoa – Mação, Portugal)..... 135
N. Vaz
14. A new anomodont taxon from the Mozambican Karoo (Niassa Province, Late Permian)..... 143
R. Araújo, R. Castanhinha & L. C. Junior
15. Análise quantitativa das associações de foraminíferos da passagem Jurássico inferior-médio do Perfil de Maria Pares (Setor Norte da Bacia Lusitânica, Portugal) – implicações paleoecológicas 151
V. L. Figueiredo & H. C. Guterres
16. Considerações paleogeográficas sobre os anuros Juro-Cretáceos da América do Sul e África..... 161
K. J. G. Leite, M. H. Hessel & M. E. C. Leal

17. Crustáceos da Formação Codó (Bacia do Parnaíba, Brasil)	171	
<i>R. M. Lindoso & I. S. Carvalho</i>		
18. Potencial fossilífero e geológico do Cretáceo-Neógeno da Bacia do Acre, Vale do Juruá (Amazônia Sul-Occidental).....	179	9
<i>N. A. Haag</i>		
19. Foraminíferos atuais do litoral de Benguela (Angola): caracterização taxonómica e implicações biogeográficas.....	189	
<i>M. L. Canales, M. H. Henriques & E. Mbadu</i>		
20. Foraminíferos atuais do litoral de Benguela (Angola): diversidade e implicações ecológicas	199	
<i>M. H. Henriques, M. L. Canales & E. Mbadu</i>		
21. Metodologia para análise de conchostráceos em microscopia óptica oriundos de folhelos betuminosos.....	209	
<i>A. F. Souza, I. S. Carvalho & K. L. Garcia</i>		
22. Técnicas laboratoriais e computacionais aplicadas ao estudo taxonómico integrado de braquiópodes	215	
<i>M. Schemm-Gregory & H. R. Feldman</i>		
23. Reconstruções tridimensionais de fósseis de braquiópodes e implicações taxonómicas	223	
<i>M. Schemm-Gregory</i>		

SECÇÃO 5 DO ÁTOMO À ROCHA: RELAÇÕES E INTERAÇÕES

24. Geologia, geocronologia e geoquímica do granito de Inchope (Moçambique)	231	
<i>V. A. Manjate & C. C. G. Tassinari</i>		
25. Granitos cálcio-alcálicos da região de Gouveia (SE Brasil): evidências para acreção crustal Precambriana no Espinhaço Meridional.....	241	
<i>T. M. Dussin, A. O. Chaves, M. L. S. C. Chaves</i>		
26. Formações ferríferas bandadas no Grupo Costa Sena (Gouveia – Minas Gerais, Brasil).....	251	
<i>M. L. S. C. Chaves, M. C. R. Silva, A. O. Chaves & T. M. Dussin</i>		
27. The secondary phosphate minerals from Conselheiro Pena Pegmatite District (Minas Gerais, Brazil): substitutions of triphylite and montebrasite	261	
<i>R. Scholz, M. L. S. C. Chaves, F. M. Belotti, M. Cândido Filho, L. A. D. Menezes Filho & C. Silveira</i>		

28. Panorâmica sobre a estrutura, mineralogia e recursos dos pegmatitos do Licungo em Moçambique 271
M. Moiana, C. A. L. Gomes & P. Dias
29. Fatores de aquisição e manutenção da qualidade gemológica dos berilos dos pegmatitos do Licungo (Zambézia, Moçambique) 279
M. Moiana, C. A. L. Gomes & P. A. Dias
30. Gnaisses ortoderivados pré e sin-colisionais: petrologia, geoquímica e ambiente tectônico. Segmento central da Faixa Ribeira (Rio de Janeiro, Brasil) 289
R. Porto Jr., B. P. Duarte, A. Esteves & J. G. Valença
31. Minérios de ferro goethíticos do Quadrilátero Ferrífero (Brasil) – caracterização com ênfase nas impurezas principais 299
P. R. G. Brandão, J. M. P. Rocha & R. Z. L. Cançado
32. Microestrutura de minerais de ferro típicos de itabiritos anfibolíticos alterados do Quadrilátero Ferrífero (Brasil) 309
J. M. P. Rocha, P. R. G. Brandão & R. Z. L. Cançado
33. Brazilian clinohumites: a new record of Pan-African/Brasiliano ‘humite-epoch’ in Gondwanaland 321
A. O. Chaves & M. L. S. Fernandes
34. Idades químicas U-Th-Pb de monazitas de placeres marinhos de Buena (litoral norte do Rio de Janeiro, Brasil) por microsonda eletrônica: implicações geológicas 329
E. K. Oliveira & A. O. Chaves
35. Estabilidade da scorodite perante efluentes mineiros. Exemplos do Norte de Portugal 339
R. M. Cepeda Alves, C. A. Leal Gomes & T. M. Valente

SECÇÃO 6

ÁGUA: A SEIVA DA TERRA

36. O regime interanual de rios na região oeste de São Paulo (Brasil) 351
P. C. Rocha & L. F. Andrade
37. Variação sazonal e espacial das propriedades físico-químicas da água do Rio Caculuar (Lubango, Angola) 359
M. Isaías, M. M. V. G. Silva & E. M. C. Gomes
38. Impacto das drenagens ácidas das Minas de Regoufe e Rio de Frades (Geoparque Arouca) na qualidade da água superficial 369
V. F. Correia, P. J. C. Favas & A. Sá

39. Interações entre águas e sedimentos das lagunas do Mangal do Lobito (Angola)..... 379
R. Guerreiro, P.A. Dinis & M. M. V.G. Silva
40. Dynamics of sediment-associated nutrients in mountainous rivers: a case study in northern Portugal 389
A. Reis, A. Parker, A. M. P. Alencão & A. Sousa Oliveira
41. Vulnerabilidade do sistema aquífero na captação da Fadagosa de Nisa (Alentejo, Portugal): aplicação do Índice Drastic..... 399
M. F. A. Mota Pais, I. M. H. R. Antunes & M. T. D. Albuquerque
42. Águas minerais de Trás-os-Montes e Alto Douro (NE de Portugal): sistematização e aproveitamentos..... 409
A. Sousa Oliveira, S. M. S. Almeida, A. R. Reis, A. M. P. Alencão, L. M. O. Sousa & J. M. M. Lourenço
43. Análise comparativa da legislação nacional sobre recursos hídricos nos países da CPLP 421
A. I. Andrade & T. Y. Stigter

SECÇÃO 7

AS PAISAGENS NO ESPAÇO E NO TEMPO

44. Caracterização das feições geomorfológicas da paisagem da Serra do Tepequém (Norte de Roraima, Brasil) 435
L. C. Beserra Neta, F. A. Nascimento & S. S. Tavares Júnior
45. Gênese e evolução do Planalto de Marília (Brasil) 443
C. A. M. Santos & J. O. R. Nunes
46. Aspectos gerais da área cárstica de Aurora do Tocantins (Brasil) 453
F. Moraes
47. Dinâmica geomorfológica do Rio Macaé nas áreas de confluência (Rio de Janeiro, Brasil)..... 463
M. S. Marçal, P. A. Souza, J. C. Sessa & L. L. Costa
48. A importância do mapeamento geomorfológico como auxílio ao planeamento ambiental..... 473
J. O. R. Nunes, M. Fushimi, C. A. M. dos Santos, J. K. Hasegawa & Q. D. da Silva
49. Geomorfologia e meio ambiente: uma contribuição ao estudo de áreas degradadas nos Sertões dos Inhamuns/Cratéus (Ceará, Brasil) 481
A. C. F. Muniz & V. P. V. de Oliveira

ANEXOS

	Revisão Científica.....	493
12	Patrocínios e Apoios.....	495

APRESENTAÇÃO

Para Conhecer a Terra reúne um conjunto de contribuições apresentadas no I Congresso Internacional de Geociências na CPLP, que decorreu de 14 a 16 de maio de 2012 no Auditório da Reitoria da Universidade de Coimbra.

Assinalando os 240 anos de ensino e investigação em Geociências na CPLP, cuja génese foi a Universidade de Coimbra, e na sequência de uma iniciativa prévia que nela se realizou em 2008 – a 1ª Conferência Internacional “As Geociências no Desenvolvimento das Comunidades Lusófonas” –, o congresso contou com mais de 200 participantes oriundos de todos os estados-membros da CPLP.

Nele foram apresentadas cerca de 300 comunicações orais e em painel, sobre diversos domínios das Ciências da Terra, centrando-se o presente livro nas contribuições relativas a temáticas inerentes às diversas disciplinas que integram o universo das Geociências, relevando o papel crucial que aquelas desempenham na promoção de um planeta mais seguro, saudável e próspero.

Assim, são aqui apresentados trabalhos desenvolvidos por várias equipas afiliadas a distintas instituições da CPLP, que refletem percursos investigativos inovadores, em que se procura descrever objetos e interpretar processos, a diferentes escalas, que ocorrem ou ocorreram no interior ou à superfície da Terra. Os resultados obtidos traduzem uma construção de conhecimento de cariz substantivo, que contribui para o enriquecimento quer das áreas tradicionais que alicerçam as Geociências, quer de áreas emergentes, cujos limites de análise se expandem para outros planetas.

Estima-se que existe mais de meio milhão de geocientistas no mundo, cujo conhecimento é frequentemente subvalorizado, pondo em causa o delicado equilíbrio em que assentam as complexas relações entre a litosfera, a hidrosfera, a biosfera e a atmosfera, e que permitiram a existência da espécie humana no planeta azul. Como se conhecer a Terra não fosse fundamental para se viver nela... Integrar e articular saberes em Ciências da Terra nas comunidades lusófonas, que somam mais de 250 milhões de cidadãos, é só um dos muitos caminhos a percorrer para inverter a situação.

Os Coordenadores da edição

(Página deixada propositadamente em branco)

SECÇÃO 1

A TERRA NO ESPAÇO: CONTOS DE OUTROS MUNDOS

“Existem vários mundos ou apenas um? Esta é uma das mais nobres e exaltantes questões do estudo da natureza”

Alberto Magno; séc. XIII

(Página deixada propositadamente em branco)

CONDICIONALISMO CLIMÁTICO DOS TERRENOS POLIGONAIS EM VÊNUS, NA TERRA E EM MARTE

CLIMATIC CONDITIONING OF POLYGONAL TERRAINS ON VENUS, EARTH, AND MARS

P. A. Reis¹, E. I. Alves² & M. T. Barata¹

Resumo – Os planetas telúricos possuem semelhanças a nível morfológico e estrutural que permitem considerá-los como um todo, apesar de particularidades como a massa, o volume, o clima e a geomorfologia. Uma feição geomorfológica peculiar, os terrenos poligonais, é observável quer em Vénus, planeta “quente”, quer em Marte, planeta “frio”, bem como na Terra, seja em climas frios ou quentes. A distribuição diferencial de propriedades geométricas destas estruturas superficiais em climas “quentes” (Vénus e deserto do Arizona) e climas “frios” (Marte e Svalbard – Ártico), permite reconhecer a importância da interação entre atividade geológica e clima na formação e desenvolvimento das referidas estruturas.

Palavras-chave – Terrenos poligonais; Climatologia comparada; Alterações globais; Geologia planetária

Abstract – Terrestrial planets display morphological and structural similarities which allow considering them as a whole in spite of particularities such as mass, volume, climate and geomorphology. A peculiar geomorphologic feature, polygonal terrain, is present on Venus, a “hot” planet, on Mars, a “cold” planet, and on Earth, both on cold and warm climates. The differential distribution of geometric properties of these features in “hot” climates (Venus and Arizona desert) and “cold” climates (Mars and Svalbard – Arctic), evidences the importance of the interaction between geologic activity and climate in the formation and evolution of those structures.

Keywords – Polygonal terrain; Compared climatology; Global change; Planetary geology

¹ Centro de Geofísica da Universidade de Coimbra, Av. Dias da Silva, 3000-134 Coimbra, Portugal; paulaareis@gmail.com; mtbarata@gmail.com

² Instituto Geofísico, Centro de Geofísica e Dep. Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, Av. Dias da Silva, 3000-134 Coimbra, Portugal; livo@ci.uc.pt

1 – Introdução

18

Tendo em conta as condições de formação do Sistema Solar, os planetas telúricos possuem semelhanças a nível morfológico e estrutural que permitem estudá-los como um todo. No entanto, apresentam particularidades, como a massa, o volume, a atmosfera e as estruturas superficiais.

Apesar de única, a Terra partilha diversas características com os restantes planetas telúricos ou terrestres – Mercúrio, Vénus e Marte. São planetas rochosos, total ou maioritariamente sólidos, com elevada densidade, possuindo atmosfera que representa uma pequeníssima parte das suas massas totais. Entre todas as atmosferas, a de Vénus é a mais densa.

Para além disto, os planetas telúricos estiveram sujeitos a períodos de atividade geológica o que alterou de forma muito profunda as suas estruturas internas.

O clima atual de Vénus resulta da interação entre um efeito de estufa eficaz e as propriedades radiativas da sua cobertura nebulosa, pois ambos são suscetíveis às alterações da abundância do vapor de água atmosférico e dos gases sulfurosos presentes na atmosfera deste planeta. A ocorrência de processos à escala planetária, que envolvem a circulação e captura destes voláteis afeta a sua abundância, ao longo do tempo, provocando alterações climáticas.

A temperatura média da Terra (15°C) permite a existência de água no estado líquido, o que é fundamental para a existência de vida. Essa temperatura média é o resultado da interação da atmosfera (principalmente dos gases de efeito de estufa) e da geologia terrestre.

Marte é um dos planetas mais facilmente observáveis da Terra, à vista desarmada. Possui condições ambientais que quase permitem a existência de vida (como a conhecemos), pois a sua atmosfera contém grandes quantidades de água e a temperatura pode chegar aos 20°C (ALVES, 2010).

São dois os modelos propostos para a formação de estruturas poligonais em Vénus: arrefecimento seguido de aquecimento (litosférico) acima de uma intrusão (SMREKAR *et al.*, 1992) e arrefecimento como resposta à alteração climática (BULLOCK & GRINSPOON, 2001). Este último pode explicar a formação daquelas estruturas na ausência de campos de tensão.

Terra e Vénus têm aproximadamente o mesmo tamanho e composição; no entanto, tiveram desenvolvimentos completamente diferentes.

Vénus é um planeta bastante hostil. A sua temperatura atmosférica média de 460°C é claramente superior à da Terra. Quanto à pressão do ar à superfície é quase 100 vezes superior à da Terra, o que é da mesma ordem de grandeza da pressão vigente a 1 km de profundidade nos oceanos terrestres. Quanto às crateras e aos vulcões, estes estão completamente envolvidos por espessas nuvens de ácido sulfúrico, sendo que as suas estruturas à superfície apenas são reveladas em imagens de radar (ALVES, 2010).

Marte também atravessou transformações extremas do clima. O interior de Marte é, hoje, demasiado frio para que o vulcanismo esteja ativo, sendo a sua superfície coberta por gelo. No entanto, apesar das variações nos movimentos translacionais e rotacionais de Marte poderem induzir mudanças climáticas no próprio planeta, o vulcanismo não voltará a ter um papel ativo. Relativamente à Terra e a Vénus, estes possuem climas induzidos pela interação dinâmica entre processos geológicos e atmosféricos, pelo que variações climáticas são constantes nestes dois planetas.

Na atualidade, o clima de Vénus é controlado por dois processos principais: o aquecimento global, consequência do efeito de estufa (CO₂), e o arrefecimento, devido à reflexão

da radiação solar pela cobertura nebulosa permanente. O aumento de quantidades de água acima dos valores atuais terá levado ao aquecimento por efeito de estufa, e à diminuição da espessura das nuvens, devido à evaporação das camadas nebulosas mais próximas da superfície. No entanto, as enormes quantidades de SO_2 atmosférico podem arrefecer o planeta, devido ao espessamento dessas mesmas nuvens e ao conseqüente aumento da sua refletividade (BULLOCK & GRINSPON, 2001).

O estudo das geoformas presentes nos diversos planetas pode ser feito através de um processo de comparação com estruturas existentes no planeta Terra. Conhecendo as estruturas, é possível inferir os processos que as originaram, partindo do princípio que as forças e os processos que ocorrem na Terra se podem aplicar a outros planetas.

No presente trabalho testou-se a hipótese de a geometria dos terrenos poligonais ser condicionada pelo clima. Para esse efeito, compararam-se imagens de terrenos poligonais num planeta “quente” (Vénus) e num planeta “frio” (Marte) com imagens de terrenos poligonais frios e quentes na Terra.

2 – Propriedades geométricas de terrenos poligonais em Vénus, na Terra e em Marte

O estudo das geoformas presentes nos diversos planetas pode ser feito através de um processo de comparação com estruturas existentes no planeta Terra. Conhecendo as estruturas, é possível inferir os processos que as originaram, partindo do princípio que as forças e os processos que ocorrem na Terra se podem aplicar a outros planetas.

Assim, foram previamente selecionadas imagens de deteção remota de cada um dos planetas/regiões em estudo: Vénus (Fig. 1), Terra (Arizona – Fig. 2 – e Svalbard, Ártico – Fig. 3) e Marte (Fig. 4).



Fig. 1 – Terrenos poligonais em Vénus (região de Hecate Chasma – 15° N; 266° E).
A imagem tem 1650 m de largura – Magellan/NASA/JPL – NASA (2012).

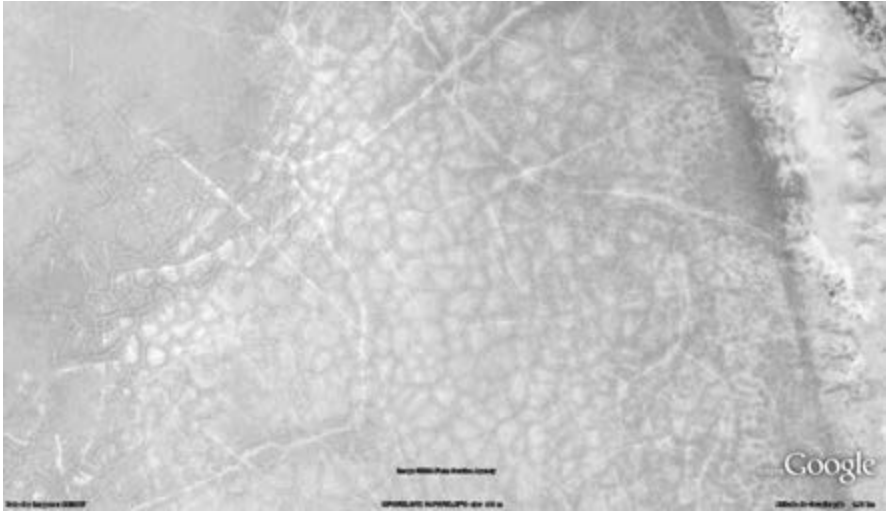


Fig. 2 – Terrenos poligonais no Arizona – Terra (35° 40' 55" N; 114° 01' 58" W).
A imagem tem 1330 m de largura. GOOGLE INC. (2012).

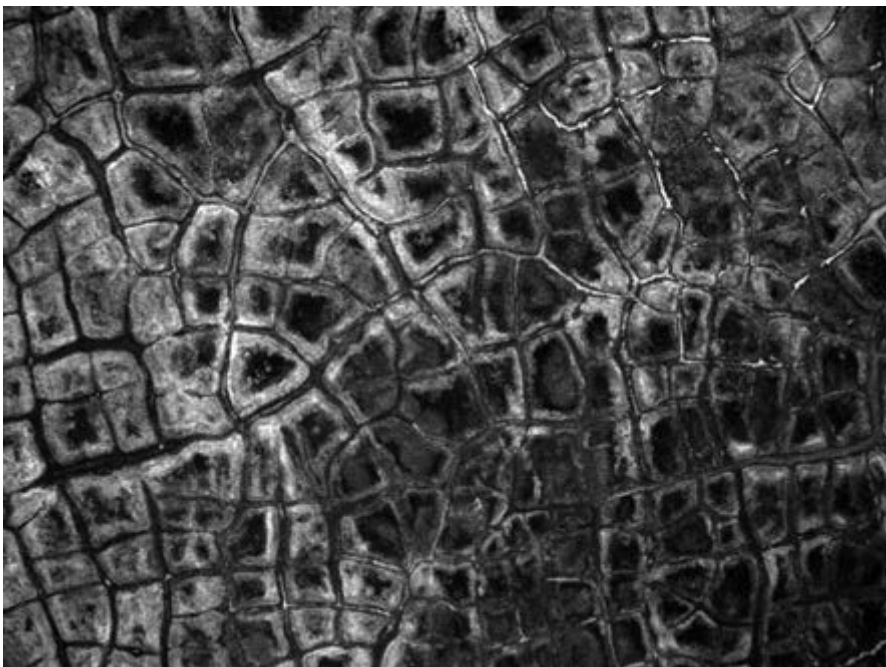


Fig. 3 – Terrenos poligonais em Adventalen (Svalbard) – Terra (78° 10' 50,269" N; 15° 55' 57,115" E).
A imagem tem 240 m de largura. GOOGLE INC. (2012).

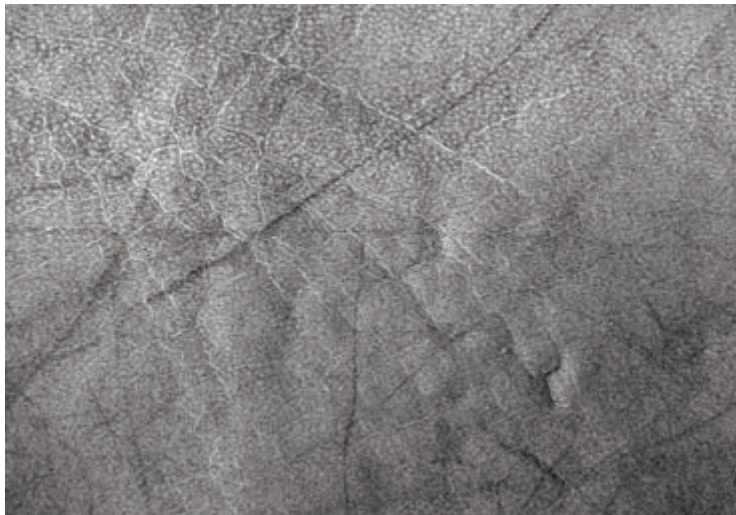


Fig. 4 – Terrenos poligonais em Marte (centro em 57,0 °N; 353,5 °E).
A imagem tem 850 m de largura. NASA/JPL/U. Arizona, NASA (2012).

Recorrendo ao programa de fonte aberta *Quantum GIS* (<http://www.qgis.org/>), foram calculados os perímetros, as áreas e o número de lados dos polígonos em cada uma das imagens de detecção remota das Figs. 1 a 4.

Com os dados obtidos, elaborou-se um gráfico que estabelece a correlação entre os perímetros e as áreas dos polígonos estudados (Fig. 5).

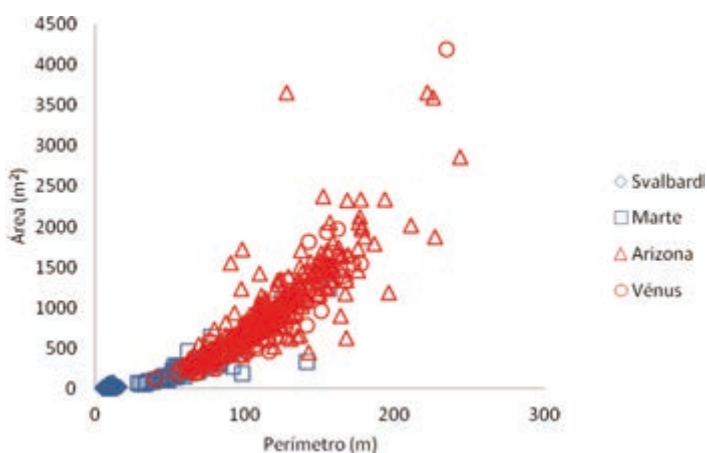


Fig. 5 – Correlação entre os perímetros e as áreas de terrenos poligonais em cada imagem estudada.

Pela análise da Fig. 5 é evidente uma distribuição diferencial dos valores dos perímetros e áreas de polígonos nas regiões/planetas frios (Svalbard e Marte) e nas regiões/planetas quentes (Arizona e Vénus).

No caso dos polígonos venusianos, de entre os vários tipos existentes, foi selecionado um conjunto de polígonos que não estão sob a influência de campo de tensão regional, pelo que são mais uniformes, e cuja formação pode ser explicada num cenário de variação climática (BULLOCK & GRINSPOON, 2001), ou seja, estas estruturas foram inicialmente, afetadas por fraturas poligonais resultantes de arrefecimento, tendo sido posteriormente reativadas devido às tensões compressivas homogêneas resultantes do alargamento térmico. Em relação à Terra, no que diz respeito aos terrenos poligonais do Arizona (região de clima quente e seco), e tendo em conta que também o nosso planeta, e mais especificamente esta região, terá passado por um cenário de variação climática, por comparação, é expectável que os valores obtidos fossem em tudo bastante semelhantes.

Nos polígonos terrestres que resultam de contração térmica, a morfologia está claramente dependente das propriedades reológicas da subsuperfície (incluindo a presença de gelo) e dos fatores ambientais à superfície, incluindo a presença (ou ausência) de estratos ativos saturados (PEWE, 1959; LACHENBRUCH, 1961; MALOOF *et al.*, 2002; MARCHANT & HEAD, 2007).

Em climas frios e húmidos, nos quais a presença de estratos dinâmicos é frequente, é usual o desenvolvimento de polígonos em cunhas de gelo (BERG & BLACK, 1966; WASHBURN, 1973). A clara relação do tipo de polígonos com o clima (e as condições na subsuperfície) significa que os tipos de polígonos formados podem ser considerados como estruturas terrestres estáveis que permitem delinear variações temporais e espaciais das condições ambientais locais (BLACK, 1952; MARCHANT & HEAD, 2007).

Assim, e mais uma vez, sabendo que o estudo das formas e morfologias presentes nos planetas é feito através de um processo de comparação com estruturas existentes no planeta Terra, pode-se estabelecer um paralelismo com as condições de formação dos polígonos marcianos, podendo chegar-se, a partir daqui, à conclusão de que os resultados obtidos são, de novo, análogos quando comparados entre si.

Pode-se então concluir que estas estruturas geológicas particulares, que envolvem processos de formação em condições climáticas extremas, foram condicionadas pela atmosfera envolvente e vice-versa.

Pela análise da primeira linha da Tabela 1 e comparando a mediana do número de lados dos polígonos de Svalbard e de Marte, conclui-se que esta é igual (4 lados), mas diferente da mediana do número de lados dos polígonos do Arizona e de Vénus (5 lados), como consequência, igualmente, do clima envolvente.

A dimensão fractal é uma importante característica geométrica dos objetos geológicos. Esta é uma medida do grau de irregularidade e de fragmentação (MANDELBROT, 1991).

Uma das técnicas mais usadas para calcular a dimensão fractal de um objeto é o método da contagem de caixas (TURCOTTE, 1997), que foi usado para produzir os dados da segunda linha da Tabela 1.

A dimensão fractal das redes poligonais volta a confirmar claramente uma discriminação climática, com os climas frios a produzirem dimensões em torno de 1,5 e os quentes de 1,75.

Tabela 1 – Parâmetros geométricos dos polígonos estudados.

	Vénus	Arizona (Terra)	Marte	Svalbard (Terra)
Mediana do nº de lados	5	5	4	4
Dimensão fractal	1,72	1,79	1,50	1,52

3 – Conclusões

O regime climático tem implicações para a geologia e para a geofísica dos planetas telúricos.

Tendo-se estabelecido alguns parâmetros caracterizadores tais como área, perímetro e tipo de rede de polígonos, contexto geológico e ocorrência de outras estruturas, todos eles fortemente relacionados com o clima, conclui-se que é grande a influência da interação litosfera/atmosfera na formação de padrões poligonais, nos três planetas telúricos amostrados.

Os dados obtidos com o estudo de outros corpos planetários pertencentes ao Sistema Solar contribuem, cada vez mais, para um melhor conhecimento dos fenómenos terrestres, do mesmo modo que um melhor conhecimento destes aprofunda a compreensão do Sistema Solar.

Agradecimentos – Este trabalho foi financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia, ao abrigo do contrato PEst–OE/CTE/UI0611/2012 – Centro de Geofísica da Universidade de Coimbra (CGUC).

Referências Bibliográficas

- ALVES, E. I. (2010) – *Pequeno atlas do Sistema Solar*. Imprensa da Universidade de Coimbra.
- BERG, T. E. & BLACK, R. F. (1966) – Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica. In: Tedrow, J. C. F. (eds.). *Antarctic Soils and Soil-Forming Processes*. *Antarctic Research Series*, Washington, 8, p. 61–108.
- BLACK, R. F. (1952) – Polygonal patterns and ground conditions from aerial photographs, *Photogramm. Eng.*, 17, p. 123–134.
- BULLOCK, M. A. & GRINSPOON, D.H. (2001) – The recent evolution of climate on Venus. *Icarus* 150, p. 19-37.
- GOOGLE INC. (2012) – Google Earth (Version 6.2.2.6613) [Software].
- MANDELBROT, B. (1991) – *Objectos fractais – Forma, acaso e dimensões*. Gradiva. Lisboa.
- MALOOF, A. C., KELLOGG, J. B. & ANDERS, A. M. (2002) – Neoproterozoic sand wedges: Crack formation in frozen soils under diurnal forcing during a snowball Earth, *Earth and Planetary Science Letters*, 204, p. 1-15.
- MARCHANT, D. R. & HEAD, J. W. (2007) – Antarctic Dry Valleys: Microclimate zonation, variable geomorphic processes, and implications for assessing climate change on Mars, *Icarus*, 192, p.187-222.
- LACHENBRUCH, A. H. (1961) – Depth and spacing of tension cracks, *Journal of Geophysical Research*, 66, p. 4273-4292.

NASA (2012) – Planetary Data System, <http://pds.nasa.gov/> [consultado em 2012.02.22]

PEWE, T. L. (1959) – Sand-wedge polygons (tessellations) in the McMurdo Sound region, Antarctica-A progress report, *American Journal of Science*, 257, p. 545–552.

24

SMREKAR, S. E., MOREELS, P. & FRANKLIN, B. J. (2002) – Characterization and formation of polygonal fractures on Venus. *Journal of Geophysical Research*, 107, p. 8-1 – 8-18.

TURCOTTE, D. L. (1997) – *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*, 2nd ed. Cambridge Univ. Press.

WASHBURN, A. L. (1973) – *Periglacial Processes and Environments*. St. Martin's Press, New York.

SUPER-RESOLUÇÃO DE UMA REDE DE DRENAGEM EM TITÁ

SUPER-RESOLUTION OF A DRAINAGE NETWORK IN TITAN

E. I. Alves¹, A. I. Andrade² & M. T. Barata²

Resumo – As imagens com melhor resolução existentes da superfície de Titá foram adquiridas em 14 de Janeiro de 2005 na trajetória de pouso da sonda Huygens. Mostra-se aqui um aumento sintético da resolução de uma pequena rede de drenagem, baseado em duas imagens integradas num algoritmo de super-resolução.

Palavras-chave – Super-resolução; Titá; Detecção remota; Processamento de imagem; Geologia planetária

Abstract – The best Titan surface resolution images available were acquired on January 14, 2005, in the descent trajectory of the Huygens probe. This work shows a synthetic resolution enhancement of a small drainage network, based on two Huygens images integrated in a super-resolution algorithm.

Keywords – Super-resolution; Titan; remote sensing; Image processing; Planetary geology

1 – Introdução

A missão *Cassini/Huygens* é um esforço conjunto da Administração Espacial Norte-Americana (NASA), da Agência Espacial Italiana (ASI) e da Agência Espacial Europeia (ESA). A finalidade desta missão é investigar Saturno e o seu sistema de satélites, principalmente o maior de todos, Titá.

Às 04:43 do dia 15 de Outubro de 1997, partia de Cabo Canaveral um foguetão *Titan IVB/Centaur*, transportando uma carga útil (“*payload*”) de 2500 kg: o satélite *Cassini*

¹ Centro de Geofísica, Instituto Geofísico e Dep. Ciências da Terra da Universidade de Coimbra: livo@ci.uc.pt

² Centro de Geofísica da Universidade de Coimbra: aandrade@ci.uc.pt; mtbarata@gmail.com

(2150 kg) e o módulo de pouso *Huygens* (350 kg). A fim de permitir transportar esta carga para a órbita de Saturno iria ser necessário recorrer às assistências gravitacionais, por ordem, de Vénus, da Lua, da Terra e de Júpiter (MATSON *et al.*, 2002).

Em 1 de Julho de 2004, a nave passou entre os anéis F e G de Saturno e inseriu-se na sua órbita nominal, tendo sido a primeira missão a orbitar Saturno. No dia 25 de Dezembro de 2004, o módulo *Huygens* separou-se do orbitador *Cassini*; em 14 de Janeiro de 2005, às 10:13 UTC, entrou na atmosfera, tendo pousado na superfície às 12:43 UTC. As imagens obtidas pelas câmaras da sonda *Huygens* encontram-se todas acessíveis em ESA (2005).

Estas imagens estão armazenadas em formato JPEG como um total de 367 tripletos, correspondentes às três câmaras do instrumento DISR (*Descent Imager/Spectral Radiometer*): horizontal de baixa resolução, 45° de média resolução e nadir com a resolução mais alta (TOMASKO *et al.*, 2002).

2 – Super-resolução

O termo “super-resolução” compreende um conjunto de técnicas concebidas para aumentar artificialmente a resolução das imagens de uma cena.

Os métodos de super-resolução são geralmente divididos em dois grupos: temporalmente invariantes e de variação temporal (PARK *et al.*, 2003).

O primeiro grupo inclui métodos para aumentar a resolução de uma única imagem. Em geral, eles podem ser considerados métodos de interpolação e, assim, a imagem final tem a mesma quantidade de informação que a imagem inicial. Todos os pacotes comerciais de processamento de imagem incluem métodos de interpolação, desde os mais simples (vizinho mais próximo, linear, bicúbica) até aos mais complexos e eficientes (splines, óndulas). Um dos últimos é a transformada de Lanczos que, entre outras vantagens, elimina os artefactos produzidos por algoritmos de compressão, como aqueles usados na produção de imagens nos formatos GIF, JPEG ou TIFF (DUCHON, 1979).

No segundo grupo encontram-se métodos que, utilizando a informação contida em várias imagens da mesma cena, tiradas em diferentes momentos, produzem uma imagem que contém mais informação que qualquer uma das originais. Dos vários métodos disponíveis, destaca-se o algoritmo de IRANI & PELEG (1991).

Este algoritmo é uma retropropagação de erros que, como habitualmente, requer um cuidadoso pré-processamento das imagens de entrada, como se verá no ponto seguinte.

O algoritmo de Irani e Peleg começa por criar um quadro hipotético de saída, T_0 , e, com base em informação recolhida durante o processo de alinhamento (diferenças entre as imagens), cria um conjunto de imagens de entrada simuladas. Em seguida, os erros por pixel entre as imagens originais e simuladas são calculados, retropropagados e subtraídos de T_0 dando origem a uma nova hipótese, T_1 . Este processo é iterado n vezes para atingir uma imagem T_n cujo erro é arbitrariamente mínimo.

3 – Processamento de imagens *Huygens*

Para o presente trabalho escolhemos a bem conhecida cena de uma pequena rede de drenagem, baseada nos tripletos 541a e 553a (Fig. 1).

Recorde-se que, em virtude de as imagens serem recolhidas numa trajetória de descida, com o módulo *Huygens* em rotação, duas imagens sucessivas não têm a mesma escala nem a mesma resolução e nem a mesma iluminação (brilho/contraste), pelo que a super-resolução a partir de um qualquer conjunto requer um razoável pré-processamento.

Assim, as imagens da Fig. 1 foram extraídas (recortadas) dos respetivos tripletos e registadas de modo a serem sobreponíveis (Fig. 2).

Depois, as imagens da Fig. 2 sofreram o seguinte processamento:

a) A fim de homogeneizar as suas propriedades espectrais, os histogramas, inicialmente com distribuições lognormais assimétricas à esquerda, foram normalizados entre $\mu-\sigma$ e $\mu+\sigma$;

b) Os brilhos foram reduzidos em 50% e os contrastes aumentados em 50%;

c) A fim de eliminar artefactos introduzidos pela compressão JPEG e, ao mesmo tempo, para melhorar a acutância, as imagens foram convolidas com um núcleo composto de um delta de Dirac menos uma função gaussiana, com raio 0,6 pixels, num processo geralmente referido como “*unsharp masking*” (POLESEL *et al.*, 2000).

Este processamento produziu as imagens da Fig. 3.

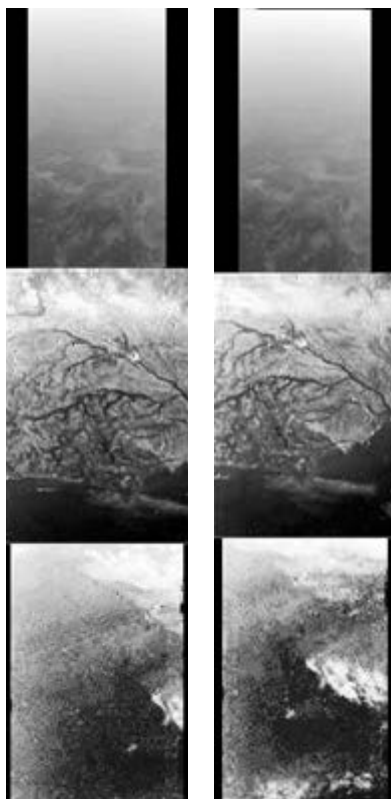


Fig. 1 – Os tripletos 541a, à esquerda, e 553a, à direita (ESA/NASA/JPL/University of Arizona).

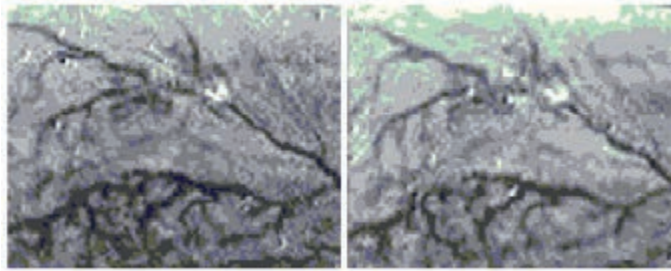


Fig. 2 – Imagens nadir da câmara DISR. À esquerda, do tripleto 541a, original com 140 x 90 pixels; à direita, do tripleto 553a, original com 120 x 80 pixels (ESA/NASA/JPL/University of Arizona).

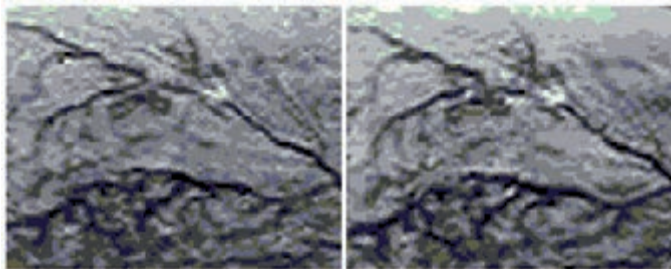


Fig. 3 – Resultado do pré-processamento das imagens da Fig. 2.

A Fig. 4 mostra a super-resolução, pelo algoritmo de IRANI & PELEG (1991), a partir das imagens da Fig. 1 processadas como referido acima. A comparação das imagens ao nível do pixel é esclarecedora, como se pode ver na Fig. 5.

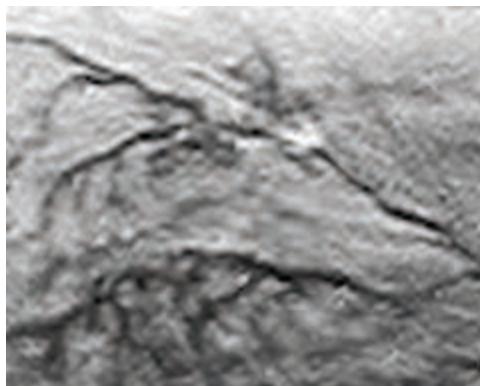


Fig. 4 – Imagem com quádrupla resolução, obtida a partir das imagens da Fig. 3, sem qualquer pós-processamento.

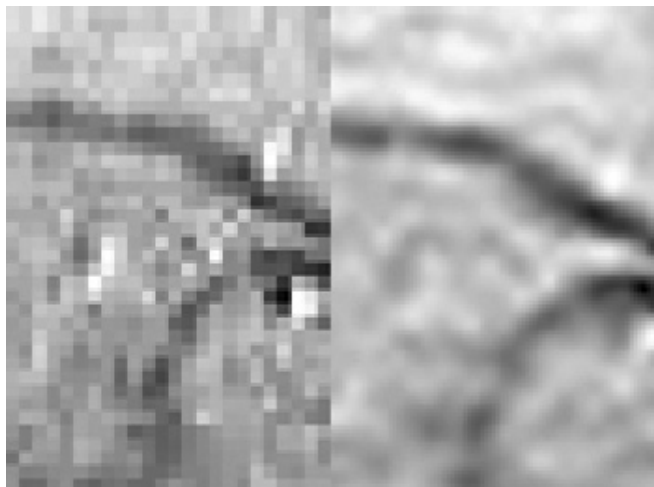


Fig. 5 – Comparação do canto noroeste na imagem 541a e na imagem super-resolvida.

4 – Conclusões e trabalho futuro

Esta técnica vai permitir-nos ter um olhar mais próximo da superfície de Titã e pode ser facilmente estendida a imagens de outros planetas.

Além da super-resolução de imagens da descida da sonda *Huygens*, estamos a começar um trabalho semelhante nas imagens SAR da sua nave-mãe *Cassini* e de outras redes de drenagem, de modo a permitir a sua caracterização morfométrica e posterior comparação com análogos terrestres.

Agradecimentos – Este trabalho foi financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia, ao abrigo do contrato PEst-OE/CTE/UI0611/2012 – Centro de Geofísica da Universidade de Coimbra (CGUC).

Referências Bibliográficas

- DUCHON, C. E. (1979) – Lanczos filtering in one and two dimensions. *Journal of Applied Meteorology*, 18, p. 1016–1022.
- ESA, EUROPEAN SPACE AGENCY (2005) – Raw images from the Huygens probe descent on 14 January 2005. <http://esamultimedia.esa.int/docs/titanraw/index.htm> (Consultado em 2012.01.28).
- IRANI, M. & PELEG, S. (1991) – Improving resolution by image registration. *Graphical Models and Image Processing*, 53, p. 231–239.
- MATSON, D. L., SPILKER, L. J. & LEBRETON, J.-P. (2002) – The Cassini/Huygens Mission to the Saturnian System. *Space Science Reviews*, 104, p. 1-58.

- PARK, S. C., PARK, M. K. & KANG., M. G. (2003) – Super-resolution image reconstruction: a technical overview, *IEEE Signal Processing Magazine*, 20, p. 21–36.
- POLESEL, A., RAMPONI, G. & MATHEWS, V. J. (2000) – Image Enhancement via Adaptive Unsharp Masking, *IEEE Transactions on Image Processing*, 9, p. 505-510.
- TOMASKO, M. G., BUCHHAUSER, D., BUSHROE, M., DAFOE, L. E., DOOSE, L. R., EIBL, A., FELLOWS, C., MCFARLANE, E., PROUT, G. M., PRINGLE, M. J., RIZK, B., SEE, C., SMITH, P. H. & TSETSENEKOS, K. (2002) – The Descent Imager/Spectral Radiometer (DISR) Experiment on the Huygens Entry Probe of Titan, *Space Science Reviews*, 104, p. 469–551.

SECÇÃO 2

A INSTÁVEL ESPUMA DA TERRA: REFLEXOS DE UM INTERIOR CONTURBADO

“Os volumes, as superfícies, as linhas – numa única palavra, as estruturas que edificam uma construção tectónica, não constituem o quadro completo: há ainda o movimento que animou, e continua a animar, estes corpos”.

Émile Argand; sécs. XIX-XX

(Página deixada propositadamente em branco)

O GRABEN DE PALESTINA (BACIA DO ARARIPE, NE BRASIL): ANÁLISE ESTRUTURAL

THE PALESTINA GRABEN (ARARIPE BASIN, NE BRAZIL): STRUCTURAL ANALYSIS

F. M. C. Cardoso¹, E. F. Jardim de Sá²
& F. C. Alves da Silva²

Resumo – A Bacia do Araripe está relacionada com a fragmentação do supercontinente Gondwana e a abertura do Atlântico Sul. A bacia faz parte do *Alinhamento Cariri-Potiguar*, um ramo abortado do rifetamento neocomiano no Nordeste do Brasil. A mesma repousa sobre os terrenos pré-cambrianos da Zona Transversal, Província Borborema, imediatamente a sul do Lineamento Patos. A bacia é constituída por um conjunto de *grabens e horsts* com direção NE, condicionada pela orientação NW-SE dos esforços de estiramento crustal eocretáceo.

O *Graben* de Palestina está localizado na porção leste da Bacia do Araripe. Apresenta uma geometria assimétrica, em estilo de semi-*graben*. A borda SE constitui uma margem flexural, caracterizada pelo contacto em não conformidade da Formação Mauriti (a unidade mais antiga da bacia) com o embasamento cristalino; as sequências estratigráficas são seccionadas por falhas normais a oblíquas, de rejeito moderado. Já a borda NW é bem definida, marcada por falhas normais com rejeito significativo, que controlam o basculamento das camadas para NW. Falhas de rejeito direcional ou oblíquo são também compatíveis com a distensão NW-SE. A interpretação dos dados gravimétricos e de uma linha sísmica indicam que a falha principal tem rejeito variável, definindo duas porções mais profundas no *graben*, nas quais a coluna sedimentar pode atingir espessuras de até 2 km.

¹ Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica e Laboratório de Geologia e Geofísica de Petróleo/Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brasil. Atualmente no Centro de Geociências, Ciências da Terra FCTUC, Universidade de Coimbra, Portugal; fatima.cardoso18@hotmail.com

² Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica e Laboratório de Geologia e Geofísica de Petróleo/Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brasil; emmanuel@ccet.ufrn.br; fernando@geologia.ufrn.br

Abstract – The Araripe Basin is related to the fragmentation of the Gondwana supercontinent and the opening of the South Atlantic Ocean. The basin is part of the Cariri-Potiguar Trend, an aborted branch of the neocomian rifting in Northeast Brazil. It rests upon the precambrian terrains of the Transversal Zone, Borborema Province, immediately to the south of the Patos Lineament. The basin comprises a set of NE-trending grabens and horsts controlled by the NW-SE eocretaceous crustal stretching.

The Palestina Graben is located in the eastern portion of the Araripe Basin. It presents an asymmetric geometry according to the half-graben style. The SE border is a flexural margin, characterized by the non conformity of the eopaleozoic Mauriti Formation (the oldest unit of the basin), overlying the crystalline basement; the stratigraphic sequences are affected by normal to oblique faults with small displacements. On the opposite, the NW border is well defined by normal faults with major displacements, which control the general tilting of the layers to the NW. Strike-slip or oblique-slip faults are also compatible with the NW-SE extension. The interpretation of available gravity data and a seismic section indicates that the main fault has a variable dip slip component, defining two deeper portions within the graben, in which the sedimentary column can reach thicknesses of up to 2 km.

Keywords – Graben; Structural style; Araripe Basin; NE Brazil

1 – Introdução

A Bacia do Araripe está localizada na Província Borborema, Nordeste do Brasil (Fig. 1). A mesma desenvolveu-se em consequência de uma série de eventos geológicos precedentes e/ou relacionados à ruptura do Gondwana e subsequente abertura do Atlântico Sul (PONTE *et al.*, 1991; MATOS, 1992,1999; ASSINE, 2007).

Implantada sobre terrenos pré-cambrianos da Zona Transversal da Província Borborema, a sul do Lineamento Patos, a Bacia do Araripe é a mais extensa das bacias interiores do Nordeste, com área de cerca de 7200km². A sua localização é ilustrada na Fig. 1. Seu arcabouço estratigráfico é constituído por diferentes sequências sedimentares delimitadas por discordâncias regionais (ASSINE, 2007; CARDOSO *et al.*, neste volume), mais antigas (Sequência Paleozóica, Formação Mauriti) ou imediatamente precedentes (Sequência Jurássica, Formação Brejo Santo) ao rifteamento neocomiano (este representado pela Sequência Rifte, formações Missão Velha e Abaiara), além das unidades pós-rifte; a Fig. 2a ilustra a distribuição dessas unidades, e a coluna estratigráfica pode ser consultada na Fig. 3.

O presente trabalho faz parte das atividades do Projeto Bacias Interiores do Nordeste, financiado pela PETROBRAS/ANP. Seu objetivo é a caracterização e delimitação do Graben de Palestina e domínios adjacentes, que compõem um mosaico de depocentros com orientações NE-SW a ENE, na porção leste da Bacia do Araripe. Métodos estruturais e geofísicos foram aplicados neste sentido, e integrados com levantamentos estratigráficos (CARDOSO, 2010 e CARDOSO *et al.*, 2012, neste volume).

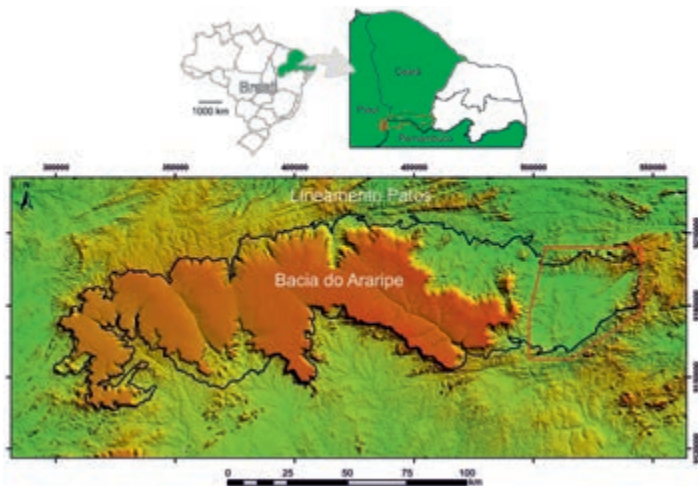


Fig. 1 – Localização da área de estudo, delimitada pelo polígono vermelho, na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. A linha a preto delimita a área ocupada pelas rochas sedimentares da bacia.

Figura criada a partir da imagem STRM da Bacia do Araripe, obtida através da página Global Land Cover Facility – University of Maryland.

2 – Caracterização macroscópica

Para a caracterização e delimitação do *Graben* de Palestina e domínios adjacentes, foram utilizados dados de gravimetria (Fig. 2c) e de reflexão sísmica (Figs. 2d e 4a), além do mapeamento utilizando fotografias aéreas e dados de campo (Fig. 2a). Através da análise dos mapas de anomalias de Bouguer e residuais e da inversão gravimétrica (Fig. 2c), verificou-se que existe um predomínio de lineamentos com direção aproximadamente NE, compondo uma estruturação da bacia em altos e baixos relacionados ao evento de rifteamento neocomiano. Na área de estudo, observa-se (Fig. 2d) a presença de dois depocentros significativos, separados por um alto. O *graben* localizado na porção leste/SE é designado de *Graben* de Palestina, com direção NE e apresentando maior profundidade próximo à sua borda falhada NW, com até 1,5 a 2 km de espessura sedimentar.

A partir da interpretação da seção sísmica (Figs. 2d e 4a), compatibilizada com os dados de superfície (Fig. 2a), foi possível identificar e/ou inferir duas feições importantes: (i) as superfícies que representam o topo do embasamento e das sucessivas unidades sobrepostas, sendo elas as formações Mauriti, Brejo Santo e as secções inferior e superior da Formação Missão Velha (Figs. 2c e 3); (ii) a presença de falhas, as de maior porte e rejeito afetando todas as unidades presentes na bacia, inclusive o embasamento cristalino, e falhas de menor porte e rejeito, que podem afetar todo o conjunto estratigráfico ou apenas as unidades sedimentares eocretáceas.

O *Graben* de Palestina exhibe uma geometria assimétrica do tipo semi-*graben*, e sua direção NE foi condicionada pela orientação aproximadamente NW-SE dos esforços de estiramento crustal eocretáceo. A borda sudeste (limite do Horst de Umburanas) é definida por falhas de menor rejeito e/ou pelo contato em não conformidade da unidade estratigráfica basal

(Formação Mauriti, da Tectonossequência Paleozóica) sobre o embasamento cristalino, ao estilo de uma margem flexural. A borda noroeste apresenta-se bem definida por um sistema de falhas com rejeito expressivo, evidenciado pelo mapa gravimétrico e linha sísmica, além do contato anômalo da Formação Abaiara com o alto estrutural adjacente. Essa falha principal controla o sentido dominante de basculamento no *graben*, para NW; e as unidades estratigráficas mais jovens estão sucessivamente empilhadas nesse sentido (Figs. 2d e 3). A terminação SW do *graben* é abrupta, denunciando a influência de falhas com provável orientação WNW-ESE; é também inferido um importante evento erosional associado à discordância de início do rifte, o qual promoveu a remoção da Formação Brejo Santo, resultando no recobrimento da Formação Mauriti diretamente pela Formação Missão Velha (Fig. 2a).

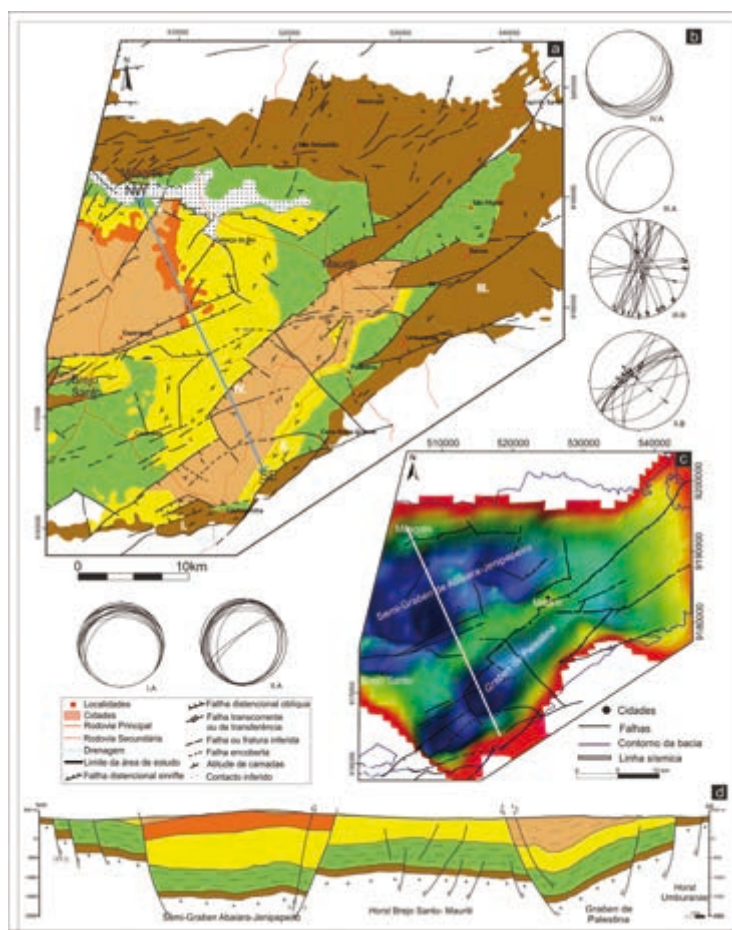


Fig. 2 – a) Mapa geológico da porção leste da Bacia do Araripe; legenda na Figura 3; b) Exemplos de estereogramas representando o acamamento (A) e falhas (B); c) Mapa de inversão gravimétrica da porção leste da Bacia do Araripe; d) Perfil geológico interpretado através da linha sísmica subparalela, projetado em azul no mapa (a).

Cronoestratigrafia			Litoestratigrafia		Estratigrafia Genética								
Período	Série	Andar	Simbologia	Unidade	Discordâncias	Tectonossequências							
Cretáceo	Neocomiano	Hauteriviense	[Cores: Branco, Branco, Branco, Branco]	Formação Abaiara	Pré-Alagoas	Rifte 3							
		Valanginiense					Rio da Serra	Intra-Rio da Serra II ?	Rifte 2	Climax			
		Berriasiense					Seção superior da Fm. Missão Velha				Intra-Rio da Serra I ?	Rifte 1	Climax
		Araruense inf.					Seção inferior da Fm. Missão Velha						
Jurássico	Superior	Tithoniano	[Cores: Verde, Verde, Verde]	Formação Brejo Santo	Jurássica ?	Jurássica							
		Dom João					?	Jurássica ?	Rifte ?	Sinéclise ?			
		...					?				Jurássica ?	Rifte ?	Sinéclise ?
Jurássico-Triássico			[Cores: Branco]										
Siluriano-Devoniano			[Cores: Branco]	Formação Mauriti		Paleozóica							
Pré-Cambriano			[Cores: Branco]	Embasamento		Pré-Siluriana							

Fig. 3 – Coluna estratigráfica simplificada, ilustrando as unidades litoestratigráficas, discordâncias e tectonossequências reconhecidas na área de estudo.

3 – Estilos estruturais

Como foi observado nos mapas gravimétricos, fotografias aéreas e dados da literatura (PONTE & PONTE FILHO, 1996), os falhamentos predominantes estão agrupados em três conjuntos distintos, com direções NE, E-W e NW. Mais uma vez deve ser ressaltado que algumas destas orientações são herança das anisotropias do embasamento cristalino, zonas de cisalhamento e foliação dos terrenos que circundam a bacia sedimentar, as quais foram reativadas durante o rifteamento eocretáceo.

O caráter paralelo das discordâncias pré-eocretáceas (base das formações Brejo Santo e Missão Velha) indica que as estruturas pré-rifte são de reduzida expressão. Um registro peculiar em afloramento do topo da Formação Mauriti, na localidade tipo, sugere que esta unidade sofreu expressiva litificação e soterramento (possivelmente envolvendo a carga de outras unidades paleozóicas) antes da deposição da Formação Brejo Santo.

Para a caracterização do estágio rifte de evolução da bacia, foram amostradas fraturas em escala macroscópica, extraídas de fotografias aéreas, junto com interpretações de escala mesoscópica. Foram identificados dois tipos de estruturas (falhas ou bandas de

deformação) principais, cada uma das quais com feições de comportamento cataclástico ou hidroplástico predominantes. Em adição, essas estruturas exibem cinemática distinta, (i) normais ou oblíquas ou (ii) de rejeito direcional (transcorrências ou zonas de transferência), como pode ser observado nos estereogramas representados na Fig. 2b. Em escala macroscópica, a falha da borda NW do *graben* exibe uma dobra de arrasto, que inverte o mergulho das camadas, com ângulo relativamente elevado (Fig. 4).

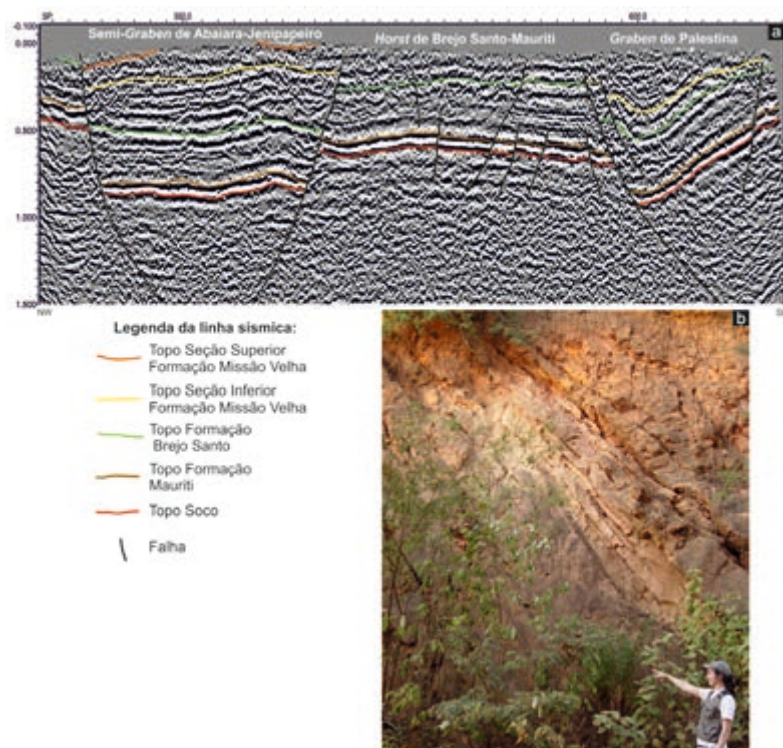


Fig. 4 – a) Linha sísmica localizada no Vale do Cariri (ver localização na Fig.2a. e corte interpretativo na Fig. 2d); Na porção SE da linha é visível o sinclinal de arrasto (dobra de propagação de falha) associado ao rejeito da falha principal na borda NW do Graben de Palestina; b) Forte mergulho das camadas da Formação Abaiara, no flanco da dobra associada à falha da borda NW do *graben*.

As falhas (ou bandas de deformação) com rejeito normal são as estruturas que predominam na área de estudo. Apresentam um mergulho próximo ou superior a 60° , podendo também ser observadas falhas normais de baixo ângulo, provavelmente constituindo estruturas precoces rotacionadas, junto com o acamamento. Apresentam direções preferenciais que variam de NNE a NE (Fig. 2b). Várias dessas falhas podem apresentar uma componente direcional, classificando-se como falhas normais oblíquas.

O comportamento cataclástico dessas estruturas é evidenciado pelos planos de falhas discretos, com *slickenlines* bem desenvolvidos e seixos fraturados (Fig.5a,c). As falhas

hidroplásticas exibem planos espessos (bandas cimentadas) e *slickenlines* mal definidos, além de feições de arrasto ou estruturas S-C (Fig. 5b, e).

As falhas ou bandas de deformação com rejeito direcional ocorrem com menor frequência, em geral na forma de pares conjugados. As falhas dextrais apresentam orientação que varia de NNW a NE (setor III.B, Fig. 2b e Figura 5e). Já as falhas com cinemática sinistral variam de direção entre E-W a ENE (ou WNW; setores II.B e III.B, Fig. 2b e Fig. 5d). O conjunto permite inferir uma direção de distensão NW, compatível com aquela das falhas normais. O comportamento reológico similar (estilos hidroplástico e cataclástico) sugere que estes dois grupos de estruturas (normais e transcorrentes) são penecontemporâneos, provavelmente relacionados a uma permutação no eixo de tensões vertical. Também ocorrem estruturas com orientação NW, interpretadas como falhas de transferência, ou de acomodação de rejeito diferencial (Fig. 2a).

Tendo em vista a similaridade na orientação, parte dessas falhas deve representar uma herança das estruturas do embasamento, que foram reativadas durante o rifteamento eocretáceo.

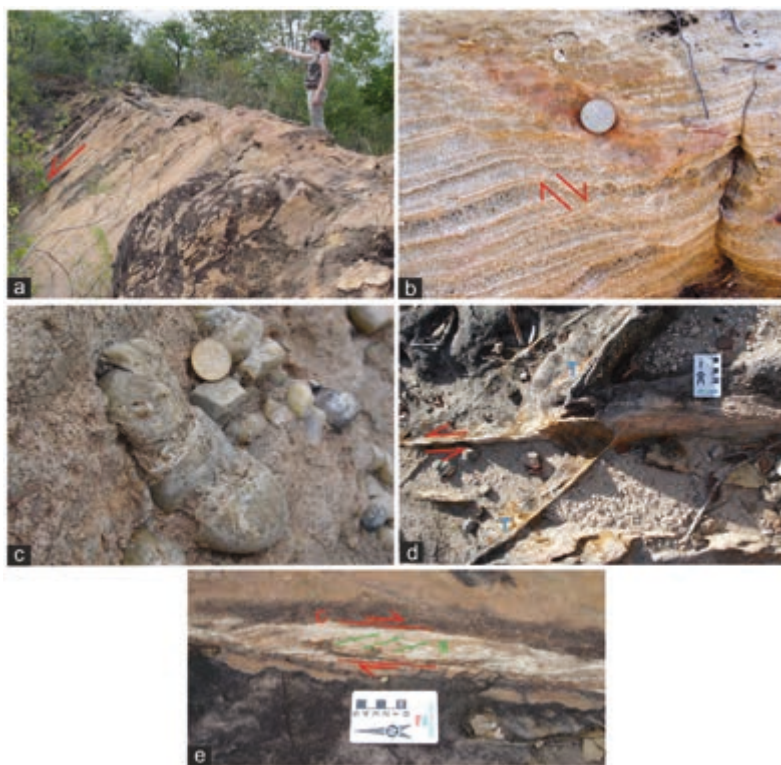


Fig. 5 – Algumas feições que caracterizam as falhas com rejeitos normais e oblíquos. a) Plano de falha com *slickenlines* bem definidos na Formação Abaiara, sugestivo de deformação pós-litificação. b) Microfalhas normais hidroplásticas na Formação Missão Velha inferior, estilo compatível com deformação pré a sinlitificação. c) Seixos fraturados, evidenciando o seu estiramento ao longo dos slickenlines do rifteamento eocretáceo. d) Banda de deformação E-W cataclástica, transcorrente sinistral, na Formação Mauriti (plano horizontal do afloramento). e) Foliações S-C em bandas de deformação N-S/NNE dextrais.

4 – Considerações Finais

40

No contexto descrito, para este e outros depocentros orientados NE-SW, no Araripe e em outras bacias vizinhas, os modelos clássicos da geometria de *grabens* em distensão (tipo vale do Reno) não podem ser aplicados diretamente. Por outro lado, o modelo *pull-apart* pode ser afastado, uma vez que o *Graben* de Palestina não é limitado, nas suas extremidades, por zonas transcorrentes E-W de maior expressão, como deveria ser o caso. A distensão NW eocretácea reativou estruturas no embasamento com orientação variada, gerando falhas normais com orientação NE, ou com rejeito oblíquo ou transcorrente, no caso das estruturas com orientação E-W ou NNE/NNW, de idade similar e afetando a cobertura sedimentar. Ambos os conjuntos são contemporâneos, compatíveis com a distensão NW, e evidenciam uma permutação nos demais eixos de tensões/de *strain* (Y variando entre vertical a sub-horizontal NE), ainda a ser adequadamente esclarecida.

Referências Bibliográficas

- ASSINE, M. L. (2007) – Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 15, p. 371-389.
- CARDOSO, F. M. C. (2010) – O *Graben* de Palestina: Contribuição à Estratigrafia e Estrutura do Estágio Rife na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- CARDOSO, F. M. C., JARDIM DE SÁ E. F., SCHERER C. M. S. & CÓRDOBA V. C. (2012) – O *Graben* de Palestina (Bacia do Araripe, NE Brasil): Análise Estratigráfica, I Congresso Internacional “Geociências na CPLP”, Universidade de Coimbra, 12 a 19 de Maio, p. 106.
- MATOS, R. M. D. (1992) – The Northeastern Brazilian rift system. *Tectonics*, 11, p. 776-791.
- MATOS, R. M. D. (1999) – History of the Northeast Brazilian rift system: implications for the breakup of Brazil and West Africa. In: Cameron, N. R., Bate, R. & Clure, V. (eds.). *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geol. Soc. Londn, Spec. Publ., 153, p. 55-73.
- PONTE, F. C., HASHIMOTO A. T. & DINO, R. (coords.) (1991) – Geologia das bacias sedimentares mesozóicas do interior do Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SEBIPE, 278 p.
- PONTE, F. C. & PONTE-FILHO, F. C. (1996) – Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. Departamento Nacional de Produção Mineral, 4º./10º, Distritos Regionais, Relatório Interno, p. 68.
- <http://glcf.umd.edu/> (Global Land Cover Facility – University of Maryland).

MORFOESTRUTURAS DO GRABEN DO TACUTU
(CENTRO-NORDESTE DE RORAIMA, BRASIL)

MORPHOSTRUCTURES OF THE TAKUTU GRABEN
(CENTRAL NORTHEAST RORAIMA, BRAZIL)

S. S. Tavares Júnior¹, S. de O. Nascimento²,
L. C. Beserra Neta³ & P. Y. S. Hahn⁴

Resumo – O graben do Tacutu, localizado no centro-nordeste do estado de Roraima, consiste em um segmento distensivo, correspondente a um rift intracontinental implantado no Mesozóico em uma zona de reativação do Cinturão Guiana Central, onde as principais estruturas estão orientadas preferencialmente a NE-SW. A profundidade da bacia pode chegar até sete mil metros, preenchida por uma seqüência sedimentar que vai desde o Jurássico Médio ao Quaternário, incluindo termos vulcânicos relacionados à fase pré-rift. O atual nível de conhecimento geológico sobre esta bacia deve-se ao interesse à exploração de óleo e gás. Neste contexto, este trabalho visou aplicação de técnicas fotointerpretativas em imagens do sensor CCD/CBERS2B, a fim de se obter o mapa morfoestrutural, entender a evolução tectônica e caracterizar os principais compartimentos geomorfológicos do graben do Tacutu. A técnica fotointerpretativa aplicada seguiu os procedimentos do método lógico sistemático, com a introdução de inovações como a geração em ambiente de SIG de mapas temáticos das feições lineares dos elementos de drenagem e de relevo fotointerpretadas. O mapa morfoestrutural gerado mostrou dois conjuntos de morfoestruturas, um no interior e outro nas regiões de borda do graben; ambos possuem arranjos estruturais que refletem a evolução tectono-estratigráfica, a qual este graben foi submetido. Enfim, através da metodologia empregada informações mais refinadas foram obtidas, contribuindo para o conhecimento sobre a evolução morfoestrutural do graben

¹ Prof. do Dep. de Geologia, Igeo, Universidade Federal de Roraima, Boa Vista-RR, Brasil; stelio@dgl.ufr.br

² Prof. do Dep. de Geografia, Igeo, Universidade Federal de Roraima, Boa Vista-RR, Brasil; luiza@dgr.ufr.br

³ Acadêmico de Geografia, bolsista CNPq, Igeo, Universidade Federal de Roraima, Boa Vista-RR, Brasil; silasoliv@hotmail.com

⁴ Acadêmico de Geologia, bolsista CNPq, Igeo, Universidade Federal de Roraima, Boa Vista-RR, Brasil; pedro_yure@hotmail.com

do Tacutu e suas relações com os processos tectônicos geradores, bem como deve auxiliar na elaboração de modelos prospectivos para exploração de óleo e gás.

Palavras-chave – Análise morfoestrutural; Sensoriamento remoto; Graben do Tacutu; Brasil

Abstract – The Takutu Graben, located in the central-northeast of the state of Roraima, consists of an extensional segment, corresponding to an intracontinental rift deployed in the Mesozoic in a reactivated zone of the Central Guyana Belt, where the main structures are preferentially oriented NE-SW. The depth of the basin can reach seven thousand meters, filled by a sedimentary sequence which spans from the Middle Jurassic to the Quaternary including volcanic terms related to the pre-rift. The current level of geological knowledge of this basin is due to the interest in the exploitation of oil and gas. In this context, the aim of this work is to apply photointerpretative techniques to the CCD/CBERS2B sensor images, in order to obtain morphostructural maps, understand the tectonic evolution and characterize the main geomorphologic compartments of the Takutu graben.

The photointerpretative technique applied followed the procedures of systematic logical method with the introduction of innovations like the generation, within a GIS environment, of thematic maps of the linear elements of drainage and photointerpreted relief. The generated morphostructural map has showed two sets of morphostructures, one inside of the graben and the other in its edge regions. Both of them possess structural arrangements that reflect the tectono-stratigraphic evolution of this graben. Finally, by the use of the employed methodology more refined information has been obtained, thus contributing to increase the knowledge about the morphostructural evolution of the Takutu graben and its relationship to the tectonic processes and to help in the developing of prospective models for the oil and gas exploration.

Keywords – Morphostructural analysis; Remote sensing; Takutu Graben; Brazil

1 – Introdução

A classificação do relevo em unidades morfoestruturais é comumente utilizada para expressar aquela feição formada diretamente por processos tectônicos, não necessariamente relacionada à tectônica ativa. Os estudos do relevo do estado de Roraima, federação mais setentrional do Brasil, desde os trabalhos do projeto RADAMBRASIL utilizam a classificação em unidades morfoestruturais, porém usando apenas como critérios as variações das formas de relevo e diferenças altimétricas. Deste modo, os estudos sobre a compartimentação geomorfológica da região do graben do Tacutu, setor NE do Estado de Roraima (Fig. 1), levam em consideração, principalmente, as implicações tectono-estruturais, por meio da aplicação de técnicas de análises fotointerpretativas sobre imagens de sensores remotos, como meios auxiliares às investigações geológicas, a fim de contribuir com o conhecimento geológico já adquirido para a bacia sedimentar do Tacutu e, por conseguinte, às pesquisas à exploração de óleo e gás.

A bacia sedimentar do Tacutu possui um arcabouço estrutural de caráter predominantemente distensivo, correspondente a um rifte intracontinental implantado no Mesozóico,

numa zona de reativação do domínio Guiana Central (CPRM, 1999). Este rifte se configura em uma geometria de um hemigraben, encaixado no Escudo das Guianas, com cerca de 300 km de comprimento e 30 a 50 km de largura, estendendo-se até a República Cooperativista da Guayana, onde passa a configurar a geometria de um graben (North Savanas Graben). As principais feições estruturais relacionadas a essa bacia consistem em hosts, anticlínios, sinclínios e estruturas imbricadas orientadas preferencialmente para NE-SW (EIRAS & KINOSHITA, 1988).

A compartimentação do relevo desta região compreende unidades morfoestruturais descritas nos trabalhos de FRANCO *et al.* (1975), COSTA (2008) e BESERRA NETA & TAVARES JÚNIOR (2008). Estas consistem no Planalto Residual de Roraima, borda SSE da bacia, e no seu interior o Planalto Dissecado Norte da Amazônia e o Pediplano Rio Branco – Rio Negro, estruturados respectivamente nos arenitos da Formação Serra do Tucano (VAZ *et al.*, 2007) e nos sedimentos areno-argilosos da Formação Boa Vista (CPRM, 1999).

A partir desta classificação, estudos fotointerpretativos mono e estereoscópicos, produziram uma série de mapas temáticos em ambiente de sistemas de informações geográficas (SIG), a fim de se obter o mapa morfoestrutural da área, entender sua evolução tectônica e caracterizar os principais compartimentos geomorfológicos, contribuindo assim com os estudos prospectivos para a exploração de óleo e gás no graben do Tacutu.

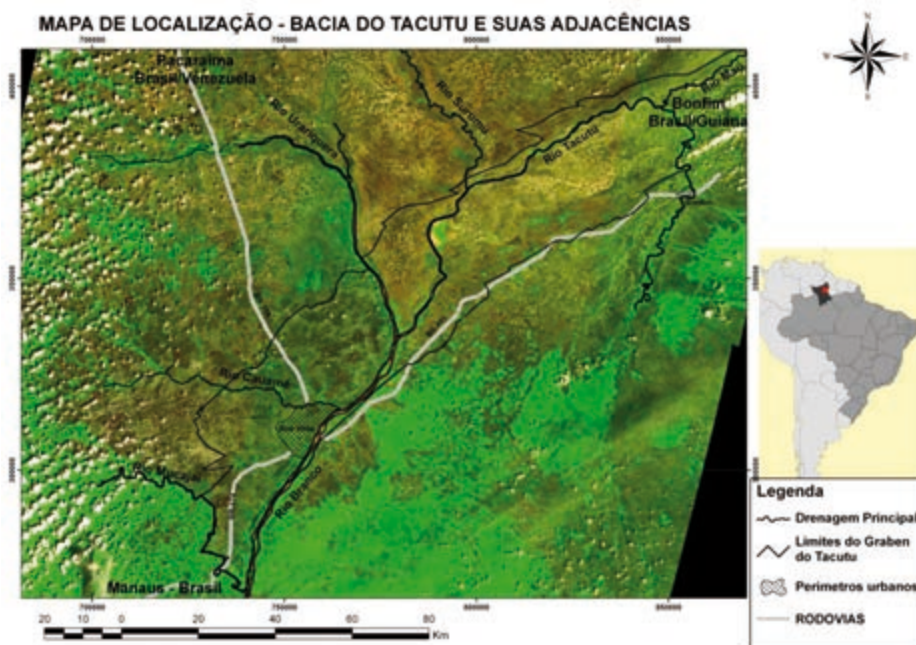


Fig. 1 – Imagem na composição colorida 3R4G2B do sensor CCD/CBERS2B, destacando os limites do graben Tacutu, as principais drenagens e a cidade de Boa Vista, capital de Roraima.

2 – Caracterização geológica

44

O entendimento da evolução dos compartimentos geomorfológicos do interior e de áreas próximas ao graben do Tacutu passa por um conhecimento significativo de um referencial geológico, que engloba tanto os aspectos litoestratigráficos como tectono-estruturais. Desse modo, torna-se oportuno, mesmo que de forma sintética, apresentar as unidades litológicas aflorantes nas áreas de desenvolvimento desse estudo, cujas nomenclaturas foram definidas por CPRM (1999) e VAZ *et al.* (2007).

O Escudo das Guianas caracteriza-se por uma variedade de litotipos ígneos e metamórficos, resultantes da evolução geotectônica desse segmento do Cráton Amazônico. A porção estudada do Cráton Amazônico compreende o Domínio Guiana Central, englobando as províncias geotectônicas Amazônia Central, Maroni-Itacaiunas e Ventuari-Tapajós, as quais são subdivididas em unidades litoestruturais cronologicamente distintas. O Domínio Guiana Central consiste em um segmento de rochas granito-gnáissicas afetadas por deformações de grande expressão regional, mostrando forte estruturação preferencial NE-SW, bem marcada nos lineamentos estruturais, em grande parte, identificados por meio de interpretação geológica em imagens de sensores remotos e magnetométricas. Os litotipos ocorrentes nesse domínio compreendem rochas do Proterozóico, a exemplo das sequências metavulcanossedimentares do Grupo Cauarane, ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu, hiperstênios granitóides da Suíte Intrusiva Serra da Prata e granitos rapakivi da Suíte Intrusiva Mucajaí. A importância deste conhecimento recai no fato destas litologias comporem o embasamento no qual a bacia rifte do Tacutu se instalou em idades mesozóicas.

Esse segmento, representado pela bacia do Tacutu, foi responsável pela reativação das estruturas rúpteis ao longo de linhas de fraqueza crustal presentes no Domínio Guiana Central, em que essas antigas linhas possuem um controle tectônico relacionado à geometria do próprio domínio, onde é comum a ocorrência de cavalgamentos e rampas oblíquas (REIS *et al.*, 1991). Os litotipos mesozóicos aflorantes ao longo dessa bacia rifte consistem nos derrames basálticos relacionados à fase pré-rifte, inseridos na Formação Apoteri, juntamente com as sequências areníticas da fase rifte-ativo, representadas pela Formação Serra do Tucano. Além das sequências mesozóicas, ocorrem com grande expressão regional sedimentos argilo-arenosos, inseridos na Formação Boa Vista, e areias eólicas inconsolidadas da Formação Areias Brancas, representando a fase rifte-passivo em idades cenozóicas.

3 – Morfoestrutura versus Morfotectônica

O território que compõe o estado de Roraima apresenta expressiva diversidade mineral e litológica, fruto de consideráveis eventos tectônicos transcorridos principalmente ao longo do Proterozóico, de modo que baseado em características litoestruturais REIS *et al.* (2003) registraram quatro principais domínios caracterizados por aspectos litológicos e estruturais distintos: Parima, Urariqüera, Guiana Central e Anauá-Jatapu.

Em cada um destes domínios, diferentes formas de relevo refletem a atuação dos processos geológicos que contribuíram para suas gerações. Neste sentido, que se considera o estado de Roraima como típico exemplo para classificação da compartimentação geomorfológica por meio de unidade morfoestruturais de relevo, considerando, de acordo com MATOS *et al.* (1982), BATES & JACKSON (1987), GONTIJO (1999) e ARAÚJO *et al.* (2003),

a definição de morfoestruturas como sendo estruturas presumidas com feição topográfica, que coincide com ou é uma expressão de estrutura geológica formada diretamente por movimentos tectônicos passivos, produzidas pela interação de forças endógenas e exógenas.

Nesse sentido que se propôs a análise dos compartimentos geomorfológicos da graben do Tacutu, desde a sua região de borda até seu interior, por meio da identificação e caracterização de diferentes unidades morfoestruturais de relevo.

No caso deste graben, é claramente detectado que o controle tectônico e a sua geometria do hemi-graben foram fundamentais para a evolução de morfoestruturas no seu interior e nas suas adjacências, estando intimamente relacionados aos esforços distensivos ao qual ele foi submetido durante as fases pré e sín-rifte no Mesozóico, mas também relacionadas aos esforços transpressivos e transtensivos atuantes no Cenozóico. Desse modo, é importante ressaltar o termo morfotectônica no sentido aplicado por BULL & WALLACE (1985 apud STEWART & HANCOCK, 1994) para estudos, que relacionam movimentos verticais e horizontais (responsáveis pela geração de estruturas neotectônicas), processos erosivos e deposicionais e a paisagem.

No entanto, no presente trabalho se desenvolveu uma análise morfoestrutural preocupada com as formas e estágios evolutivos que dão origem ao modelado do relevo, e não com a descrição e explicação de fenômenos morfológicos da atual superfície da Terra. Esta análise teve como base imagens ópticas de sensoriamento remoto e dados obtidos em campo, a fim de interpretar os elementos básicos naturais (traços de drenagem e de relevo), que refletem feições geológicas que não podem ser devidamente vistas em um modelado de relevo intensamente arrasado ou ausente.

4 – Análise morfoestrutural

O mapeamento morfoestrutural desenvolvido nesta pesquisa se iniciou a partir da análise e interpretação em imagens de sensores remotos dos elementos de drenagem e de relevo, caracterizada por zonas anômalas dentro de um padrão geral de distribuição desses elementos.

O conjunto de dados utilizados para o desenvolvimento de toda a técnica usada na análise morfoestrutural consistiu nas cartas topográficas na escala 1:100.000, elaboradas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), referentes às folhas Maloca Serra da Moça, Rio Surumu, Normandia, Bonfim, Rio Tacutu, Boa Vista, Mandá-Pium e Waterloo, cenas do sensor CCD do satélite CBERS2B adquiridas entre 11/2009 e 01/2010 referentes à órbita/ponto 175/97, 175/96, 174/96, 174/97, que constituíram o mosaico para o completo recobrimento da área de estudo, dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), bem como informações coletadas em trabalhos de campo.

As imagens ópticas foram submetidas aos procedimentos convencionais de pré-processamento, referentes à atenuação das interferências dos constituintes atmosféricos e de redução das distorções geométricas. O primeiro, através da aplicação do método de subtração do pixel escuro (CRANE, 1971), enquanto no segundo foi aplicada a técnica de ortorretificação por meio de funções racionais, com a coleta regular por toda área de 48 pontos de controle no terreno, obtendo-se valores para os erros médios quadráticos entre 12 e 23 m para as cenas do mosaico, bem próximo do valor da resolução espacial do sensor CCD (20m).

Como a principal utilização das imagens multiespectrais foi direcionada para fotointerpretação, preferiu-se aplicar como técnica de realce a ampliação do contraste por meio

da manipulação dos histogramas das imagens, a fim de reduzir as eventuais variações de tonalidade entre as cenas mosaicadas.

A técnica fotointerpretativa aplicada nas imagens multiespectrais seguiram os procedimentos do método lógico sistemático descritos conforme VENEZIANI & ANJOS (1982), com adaptações que permitiram a elaboração e interpretação de forma integrada de mapas temáticos em ambiente de SIG, referentes à rede de drenagem, feições lineares e alinhamentos de drenagem e de relevo, lineamentos estruturais, altimetria, declividade e por fim o mapa de contorno, correspondente a isomorfoestruturas.

A elaboração do mapa de contorno de isomorfoestruturas levou em consideração, principalmente, a análise integrada das propriedades dos elementos texturais de drenagem e relevo relativas à tropia, assimetria, lineações estruturais com a altimetria e declividade, a fim de traçar linhas isomorfoestruturais, representantes de flexuras do terreno derivadas de processos geológicos, cujos valores são coerente e arbitrariamente definidos, conforme demonstrado por ARAÚJO *et al.* (2003). Deste modo, a matriz referente ao modelo numérico de terreno (MNT), e conseqüentemente o modelo digital de terreno (MDT), que no caso deste trabalho corresponde a imagem em nível de cinza das morfoestruturas, e visualização 3D puderam ser gerados, a fim de aprimorar a interpretação das morfoestruturas e, por conseguinte o entendimento da compartimentação geomorfológica.

Todos os procedimentos de processamento das imagens de Sensoriamento Remoto e de elaboração dos mapas temáticos foram realizados no Laboratório de Geotecnologias do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima (UFRR), com o uso dos aplicativos PCI Geomatics, v.10.2, Spring v. 5.1.6 e ArcGis v.9.3.

5 – Mapa morfoestrutural

A aplicação da técnica fotointerpretativa sobre as imagens multiespectrais do sensor CCD/CBER2B, integrada à interpretação dos mapas temáticos (rede de drenagem, lineamentos estruturais, altimetria, declividade e mais dados de campo) permitiram a elaboração do mapa morfoestrutural (Fig. 2).

Verifica-se, no referido mapa, que no interior do graben se sobressaem duas morfoestruturas em relevos topograficamente mais elevados, correspondentes às regiões conhecidas como Serra do Tucano (NE do graben) e Serra Nova Olinda (SW do graben), cujas analogias aos trabalhos de FRANCO *et al.* (1975) e BESERRA NETA & TAVARES JÚNIOR (2008) correspondem, respectivamente, às unidades morfoestruturais de relevo Planaltos Dissecados Norte da Amazônia e Relevos Residuais. Estas unidades estão dispostas, principalmente, por uma sequência de morros e serras, com morfologia de cuevas e altitudes variando de 100 a 300 metros, sustentados pelas rochas areníticas da Formação Serra do Tucano vulcânicas basálticas da Formação Apoteri. Tanto na análise fotointerpretativa como nas medidas obtidas em campo, as estruturas como planos de acamamento, das falhas transcorrentes e normais e fraturas em geral mostram forte domínio da orientação NE-SW, evidenciando a relação destas morfoestruturas com uma tectônica transpressiva, resultante de reativações no cenozóico.

Estas morfoestruturas estão circundadas por uma extensa área pediplanada, suavemente ondulada, constituída por sedimentos areno-argilosos da Formação Boa Vista, localmente

interrompida por uma superfície composta por uma crosta laterítica, inserida por FRANCO *et al.* (1975) na unidade morfoestrutural de relevo Pediplano Rio Branco – Rio Negro.

Outras morfoestruturas mapeadas consistem em altos estruturais, tanto a norte como a sul do graben, representados por relevos residuais, cujas altitudes podem alcançar 898 m, sustentados por um conjunto de rochas do embasamento Palea a Mesoproterozóico, formado por ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu, paragnaisses, quartzitos e metassedimentos do Grupo Cauarane e rochas graníticas da Suíte Intrusiva Mucajaí. Geologicamente, estas blocos rotacionados por falhas normais durante as fases pré e sín-rifte.

A partir da análise dos alinhamentos estruturais, aliada a medidas referentes às direções de planos de acamamento, falhas transcorrentes e de fraturas em geral obtidas em campo, nota-se uma forte estruturação NE-SW.

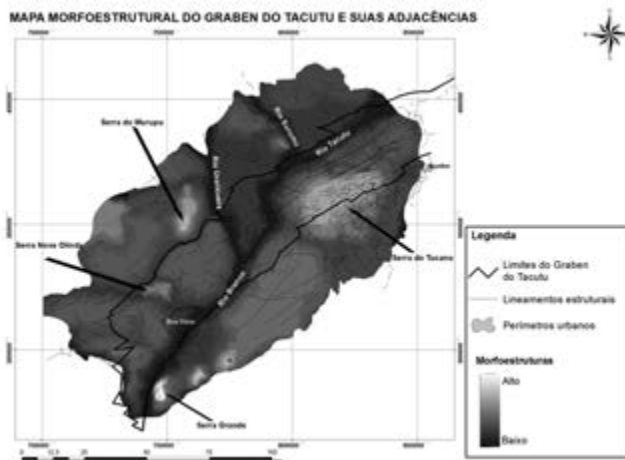


Fig. 2 – Imagem, em níveis de cinza, representando o mapa de morfoestruturas do graben do Tacutu, destacando os altos morfoestruturais do interior e das bordas do graben e notável domínio da orientação estrutural NE-SW.

6 – Considerações finais

Geomorfologicamente, a área de estudo é constituída por compartimentos de relevos residuais, que situam-se na região de borda do graben, tanto a norte como a sul, correspondentes a morfoestruturas que funcionam como marcadores dos limites graben.

Na região interior do graben, as morfoestruturas sustentadas pelos residuais vulcânicos e sequências areníticas apresentam um intenso padrão de dissecamento, e suas disposições atuais podem mostrar relações aos esforços transpressivos ao qual o rifte foi submetido em idades cenozóicas; porém, a forte estruturação NE-SW ainda é notada, confirmando o condicionamento estrutural, pelo menos da fase de implantação, deste graben ao domínio estrutural Guiana Central.

As extensas superfícies de aplainamento que ocorrem tanto no interior, como nas adjacências do graben, sugerem uma provável formação a partir da exumação das morfoestruturas pré-existentes na região.

A introdução de adaptações, referentes às técnicas de geoprocessamento, à fotointerpretação pelo método lógico sistemático com intuito de gerar o mapa morfoestrutural mostrou-se eficiente, permitindo a interpretação de informações mais refinadas, contribuindo de sobremaneira para o conhecimento sobre a evolução morfoestrutural do hemi-graben Tacutu e suas relações com os processos tectônicos geradores, bem como deve auxiliar na elaboração de modelos prospectivos a exploração de bens minerais.

Referências Bibliográficas

- ARAÚJO, C. C., YAMAMOTO, J. K. & MADRUCCI, V. (2003) – Análise Morfoestrutural em Área de ocorrência de Arenito Asfáltico, Bacia do Paraná, São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, 24, p. 25-41.
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. (1987) – Glossary of Geology. American Geological Institute, Alexandria, Virginia, 788 p.
- BESERRA NETA, L. C. & TAVARES JÚNIOR, S. S (2008) – Geomorfologia do Estado de Roraima por Imagens de Sensores Remotos. In: Silva, P. R. F. & Oliveira, R. S. (org.). Roraima 20 Anos: As Geografias de um Novo Estado. Ed. UFRR. Boa Vista, p. 168-192. CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (1999) – Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-VC (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília: CPRM, CD-ROM
- COSTA, J. A. V. (2008) – Compartimentação do relevo do estado de Roraima. In: Oliveira, R. S. (org.). Roraima em foco: pesquisas e apontamentos recentes. Ed. UFRR. Boa Vista, p. 77-107
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (1999) – Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-VC (parciais). Escala 1:500.000. Estado do Amazonas. Brasília: CPRM, CD-ROM
- CRANE, R. B. (1971) – Preprocessing techniques to reduce atmospheric and sensor variability in multispectral scanner data. In: International Symposium on Remote Sensing of Environment, 7., Michigan, 1971, Proceedings. Michigan: Environment Research Institute, p. 1345-1355.
- EIRAS, J. F. & KINOSHITA, E. M. (1988) – Evidências de movimentos transcorrentes na bacia do Tacutu. In: Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Pará, 5.
- FRANCO, E. M. S., DEL'ARCO, J. O. & RIVETTI, M. (1975) – Geomorfologia da folha NA.20 Boa Vista e parte das folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. In: Brasil. Projeto RADAMBASIL. Rio de Janeiro: DNPM, 8, p.139-180.
- GONTIJO, A. H. F. (1999) – Morfotectônica do médio vale do rio Paraíba do Sul: região da Serrada Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, 259 p.
- MATTOS, J. T., BALIEIRO, M. G., SOARES, P. C., BARCELLOS, P., MENESES, P. R. & CSORDAS, S. M. (1982) – Análise morfoestrutural com uso de imagens MSS/Landsat e Radar para pesquisa de hidrocarbonetos no Estado de São Paulo. Relatório INPE-2445-RTR/015. São José dos Campos, 170 p.
- REIS, N. J., SANTOS, J. O. S., RIKER, S. R. L., PESSOA, M. R., PINHEIRO, S. S. (1991) – A cobertura sedimentar Roraima na serra das Surucucus – enfoque a seus ambientes deposicionais. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Belém, 1991. Anais. Belém: SBG/NO, 1991, p. 361-370.
- REIS, N. J., FRAGA, L. M., FARIA, M. S. G. & ALMEIDA, M. E. (2003) – Geologia do estado de Roraima, Brasil. *Geologie de la France*, 2-4, p. 121-134.
- STEWART, I. S. & HANCOCK, P. L. (1994) – Neotectonics. In: Hancock, P. L. (eds.). *Continental Deformation*. Pergamon Press, New York, p. 370-409.
- VAZ, P. T., WANDERLEY FILHO, J. R. & BUENO, G. V. (2007) – Bacia do Tacutu. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, 15, p. 289-297.
- VENEZIANI, P. & ANJOS, C. E. (1982) – Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicações em Geologia. São José dos Campos, INPE, (INPE-2227-MD/014), 54p.

CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL DO BORDO
OCIDENTAL DO PLANALTO DA HUMPATA (SW DE ANGOLA)
COM RECURSO A TÉCNICAS DE DETECÇÃO REMOTA

MORPHO-STRUCTURAL CHARACTERIZATION OF THE
WESTERN EDGE OF THE HUMPATA PLATEAU (SW ANGOLA)
BASED ON REMOTING SENSE TECHNIQUES

F. C. Lopes^{1,2}, V. Mantas³, A. Pereira^{2,3} & H. Mpengo⁴

Resumo – Efetuou-se o reconhecimento das principais características morfoestruturais do bordo ocidental do planalto da Humpata (SW de Angola), utilizando técnicas de Detecção Remota aplicadas a imagens de satélite. Foram identificados e caracterizados aspetos morfológicos e sistemas de lineamentos estruturais regionais cuja presença no terreno foi confirmada por reconhecimento de campo em vários locais do planalto. O resultado deste estudo tem importantes implicações, quer do ponto de vista da cartografia geológica e das interpretações tectónicas regionais, quer no âmbito das políticas de ordenamento do território, em áreas como a hidrogeologia ou a estabilidade de taludes.

Palavras-chave – Angola; Planalto da Humpata; Detecção remota; Caracterização morfoestrutural

Abstract – The goal of this work is to recognize the main morphostructural features of the western edge of the Humpata plateau (SW Angola) using Remote Sensing techniques applied to satellite images. Morphological aspects and the main regional lineaments systems were identified and characterized and, in some cases, confirmed by field work. This study has important

¹ Centro de Geofísica, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Av. Dr. Dias da Silva, 3000-134 Coimbra, Portugal; fcarlos@dct.uc.pt

² Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal; apereira@dct.uc.pt

³ IMAR, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal; vasco.mantas@gmail.com

⁴ UPRA-Lubango, Angola; mpengoh@yahoo.com.br

implications from the point of view of geological mapping and regional tectonics as well as in land use planning or other areas such as hydrogeology or geotechnics.

50

Keywords – Angola; Humpata plateau; Remote sensing; morphostructural characterization

1 – Introdução

O planalto da Humpata, situado no sudoeste angolano, entre os paralelos 14°30' S e 15°30' S e os meridianos 13°15' E e 13° 45' E, constitui o setor mais central e elevado (2230 m) do grande planalto da Huíla, que se estende de Tchongorói, Província de Benguela, a norte, até Oncôncua, Província do Cunene, a sul (Fig. 1; MPENGO *et al.*, 2011).

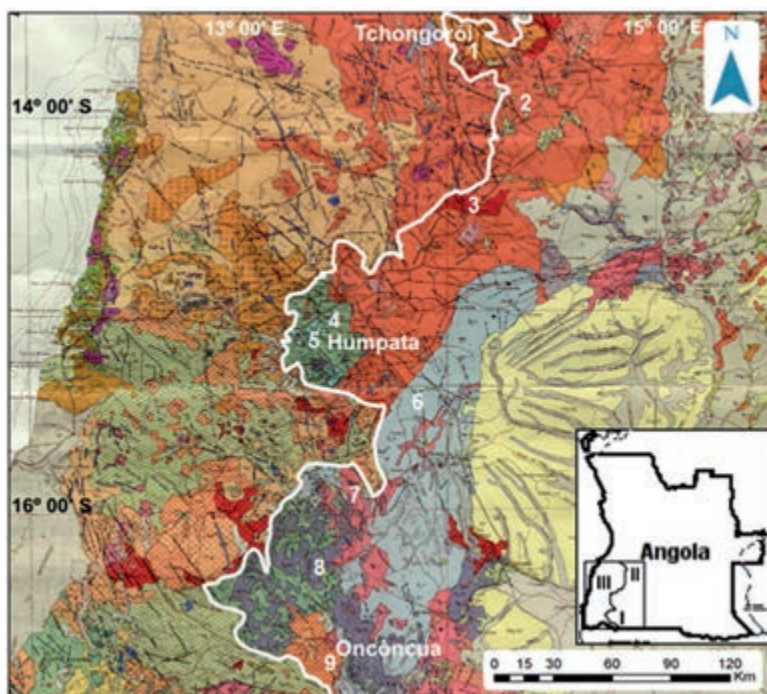


Fig. 1 – Extrato da folha 3 da carta geológica de Angola à escala 1:1000000 (MATIAS, 1980), com a localização geográfica do bordo ocidental do planalto da Huíla (contorno a branco) e as diferentes litologias que o constituem ao longo dos seus vários setores. 1. Granitos porfiroblásticos eburneanos; 2. Granitos biotíticos, granodioritos e dioritos eburneanos; 3. Granitos e gneisses eburneanos; 4. Quartzitos da Chela, pan-africanos; 5. Calcários da Leba-Tchamalindi, pan-africanos; 6. Complexo Gabro-anortosítico, limpopo-liberiano; 7. Granitos Vermelhos do Sudoeste, kibarianos; 8. Noritos e doleritos, pan-africanos; 9. Dioritos e granodioritos do Sudoeste, limpopo-liberianos. Unidades geomorfológicas: I. Planalto Antigo; II. Cadeia Marginal de Montanhas; III. Zona de Transição (adaptado de MPENGO *et al.*, 2011).

É nele que se situa, a uma altitude de cerca de 1900 m, a cidade do Lubango. Segundo MARQUES (1977), faz parte da unidade geomorfológica II-Cadeia Marginal de Montanhas, representada por relevos de desnível muito acentuado. Para oeste, esta unidade passa abruptamente à unidade III, a Zona de Transição, que se estende paralela ao Atlântico, representada por uma sucessão de patamares aplanados. Esta passagem traduz-se no terreno por um apreciável degrau de erosão que, em algumas zonas, apresenta o aspeto de uma verdadeira escarpa, com mais de 1000 m de altura, muito recortada, por vezes revestida de rocha nua (Fig. 2A). A intensa fraturação, que se observa no seu bordo ocidental, facilita a ação erosiva e favorece os movimentos de massa e as acumulações de sopé. É comum a formação de fendas e canhões, alguns deles profundamente incisos na parede do maciço e de grande impacto visual, como é o caso da Fenda da Tundavala (Serra da Chela; Fig. 2B).



Fig. 2-A – A imponente escarpa do bordo ocidental do Planalto da Humpata.

Do ponto de vista geológico, integra, conjuntamente com os outros setores do planalto da Huíla, o chamado Bloco Angolano do Cratão Proterozóico do Congo (*e.g.*, DELOR *et al.*, 2008), cujo interior se manteve estável após os ciclos orogénicos Limpopo-Liberiano (c. 2680Ma a c. 2820Ma) e Eburneano e /ou Tádiliano (c. 2100Ma c. a c. 2000Ma), mas cujas zonas periféricas foram reativadas e remobilizadas durante os ciclos orogénicos Maiombiano (1300±200Ma), Kibarino (1300±100Ma) e Pan-Africano (c. 975Ma a c. 550Ma) (*e.g.*, CARVALHO, 1983, 1993; FERREIRA DA SILVA, 2009). O presente trabalho tem como objetivos o reconhecimento dos principais sistemas de lineamentos estruturais do bordo ocidental deste planalto e a definição das suas principais características morfoestruturais, como complemento à cartografia estrutural, através da interpretação de dados digitais de deteção remota espacial.

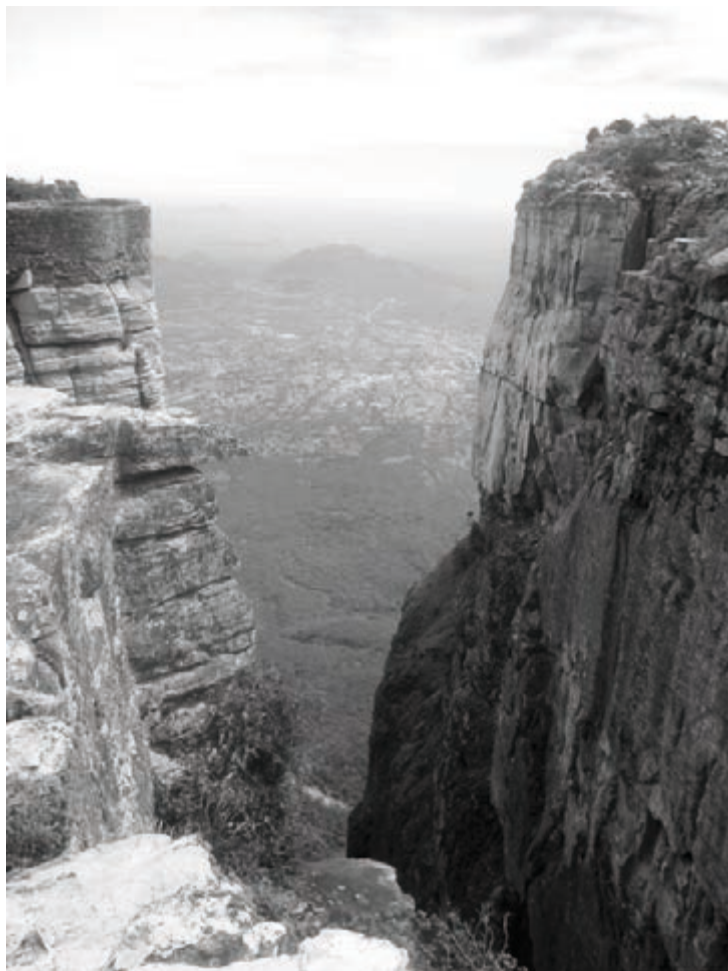


Fig. 2-B – A vertiginosa fenda da Tundavala.

2 – Metodologia

Para o presente estudo recorreu-se a um modelo digital de terreno (DEM) construído através de dados ASTER (GDEM, obtido através do LP DAAC da NASA). Sobre este foram aplicadas técnicas de análise de imagem centradas no realce dos alinhamentos estruturais. Estes procedimentos, executados no *software* ArcGIS 10, recorreram à execução de filtros direcionais sobre o DEM e análise textural. A interpretação das imagens resultantes foi feita de forma visual e digital, recorrendo, sempre que possível, ao apoio da cartografia geológica disponível à escala 1:1000000. Os dados topográficos foram ainda complementados, quando necessário, por informação do Landsat-7 ETM+, obtida junto da United States Geological Survey. Os dados Landsat foram submetidos a uma correção

simples, através da conversão a refletância aparente, seguida de minimização dos efeitos atmosféricos pelo método do “Dark Pixel” (CHAVEZ, 1996). A fotointerpretação efetuada foi confirmada, sempre que possível, por reconhecimento de campo em vários locais do planalto da Humpata.

3 – Geomorfologia e geologia

O bordo do planalto da Humpata possui uma forma em semi-elipse, com a convexidade voltada para oeste e o eixo maior segundo NE-SW. Apresenta-se muito recortado em facetas orientadas, alternadamente, segundo NW-SE e NE-SW, formando pequenos polígonos, a oeste e a sudoeste, enquanto a nordeste assume um aspeto dendriforme. Esta característica traduz-se no terreno em fraturas, canhões e fendas bastante incisivos, que se abrem para o vazio do vale a ocidente, de que se destaca a monumental Fenda da Tundavala (Fig. 2B), situada a noroeste da cidade do Lubango, perto da qual se alcançam as cotas mais elevadas deste bordo (2326 a 2330m). O relevo é mais elevado e aplanado na zona centro-oeste do que nas extremidades nordeste e sudoeste, onde se apresenta mais acidentado e relativamente mais baixo. Torna-se mais baixo e suave à medida que se caminha para leste e sudeste, em direção ao interior. A nordeste, o relevo parece, por vezes, condicionado por corredores de direção NE-SW e NW-SE, onde vales profundos e cristas em forma de sigmóides em “S” e “Z”, respetivamente, aparecem dispostos em “escadaria”.

Do ponto de vista litológico (Fig. 1), o bordo do planalto é aqui é maioritariamente constituído pelos quartzitos do Grupo da Chela (unidade $P_A Ch$; MATIAS, 1980), onde se intercalam os calcários dolomíticos da formação da Leba-Tchamalindi (unidade $P_A L$; MATIAS, 1980), ambos de idade pan-africana. Para nordeste e no extremo sudeste passa à unidade $P_C \gamma$ (granitos biotíticos, granodioritos e dioritos) de idade eburneana. O ressalto para a peneplanície traduz-se, litologicamente, pela passagem aos granitos do Caraculo-Bibala (unidade $P_\gamma C$; MATIAS, 1980), a oeste e noroeste, e aos granodioritos e dioritos do Sudoeste (unidade P_Δ ; MATIAS, 1980), a sudoeste, de idade limpopo-liberiana (2200 a 2700 Ma). Nesta peneplanície destacam-se relevos de dureza preferencialmente direccionados segundo NW-SE, um dos quais exhibe a forma de um largo sigmóide em “S”, constituídos por rochas básicas e ultrabásicas do Complexo Gabro-Anortosítico (unidade $P_\beta - P_\phi$; MATIAS, 1980).

4 – Caracterização morfo-estrutural

Da análise morfoestrutural ao bordo ocidental do planalto da Humpata, com base no modelo digital de terreno, foi possível interpretar os seguintes sistemas de lineamentos dominantes (Figs. 3 e 4):

- Sistema NW-SE ($N45^\circ W - N60^\circ W$) – é o sistema de lineamentos mais penetrativo e predominante, recortando o bordo do planalto em facetas com a mesma orientação, materializadas em canhões e fendas, de que se destaca a Fenda da Tundavala (Fig. 2B). Estes

lineamentos constituem verdadeiros corredores, que se prolongam para noroeste, através da peneplanície, e que se traduzem, quer em falhas profundas de soco, ou zonas de falha, ao longo das quais se implantaram, por vezes, rochas doleríticas, quer em fraturas e diaclases. Reconhecem-se, tanto nos taludes da Estrada da Leba e da estrada de acesso à Tundavala, onde as rochas aparecem profundamente catacladasas e milonitizadas (Fig. 5), como em alguns afloramentos do planalto da Humpata, como sistema de diáclase (Fig. 6). As falhas deste sistema terão atuado como normais durante a fase de rifte do Cretácico inferior.

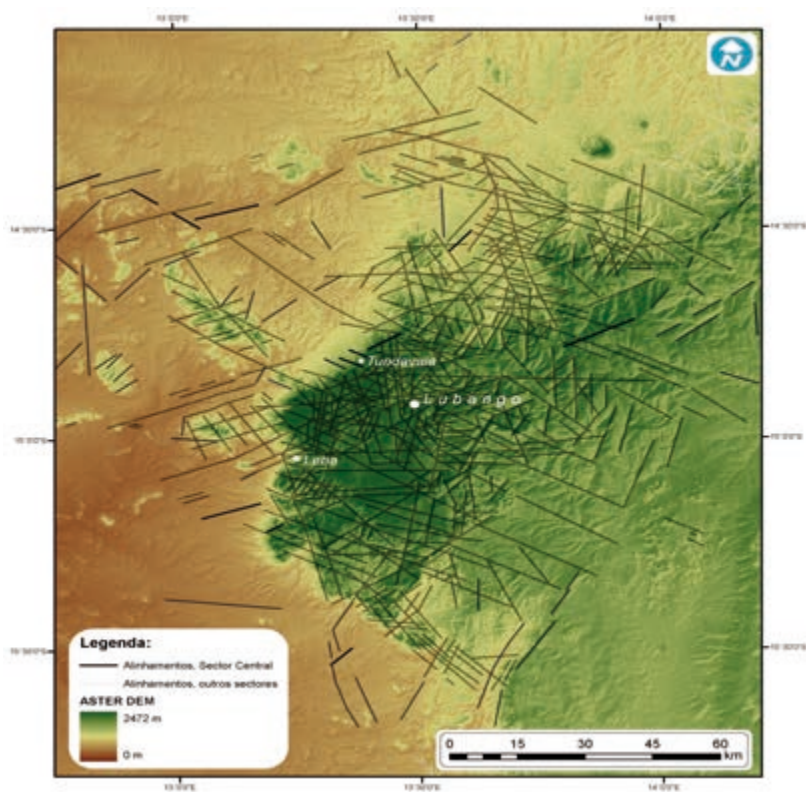


Fig. 3 – Modelo digital do terreno do planalto da Humpata, com os principais lineamentos identificados no bordo do planalto.

- Sistema N60°E a ENE-WSW – é o segundo sistema mais predominante deste setor. Identifica-se, sobretudo, nas regiões centro e nordeste do bordo, formando corredores que se prolongam para a peneplanície adjacente e controlam a orientação e a forma sigmoidal do relevo. Traduz-se por falhas profundas do soco, fraturas e fendas. Podem reconhecer-se, quer nos taludes da Estrada da Leba, por vezes associados a deformação dúctil (Fig. 7), quer na estrada de acesso à Tundavala. Em alguns casos, as rochas aparecem profundamente catacladasas, favorecendo a implantação de corpos doleríticos. Também se reconhecem em alguns

afloramentos do planalto da Humpata. As falhas deste sistema terão atuado como zonas de transferência durante a fase de rifte do Cretácico inferior (HUDEC & JACKSON, 2004).

- Sistema N-S a NNW-SSE – identifica-se, sobretudo, em afloramentos graníticos e quartzíticos no topo do planalto da Humpata (Fig. 6) e na extremidade nordeste deste setor. Parece favorecer a implantação de filões doleríticos.

Menos significativos são os sistemas NNE-SSW e E-W que se identificam um pouco por todo o bordo.

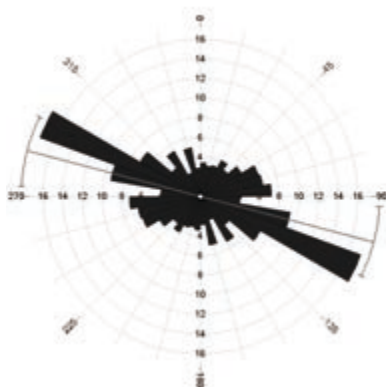


Fig. 4 – Diagrama de rosetas indicando a orientação dos lineamentos predominantes no bordo do planalto da Humpata.



Fig. 5 – Estrada da Leba. Zona de cisalhamento frágil em granito.

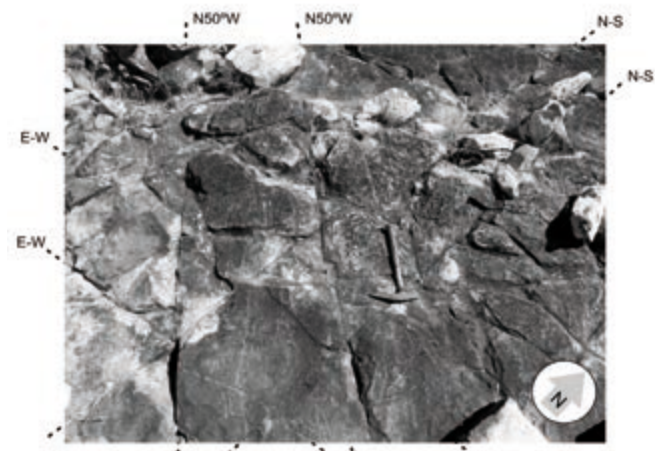


Fig. 6 – Sistemas de diáclases em afloramento quartzítico do planalto da Humpata.



Fig. 7 – Talude da estrada da Leba – deformação frágil-dúctil em quartzitos.

5 – Considerações finais

O presente estudo permitiu pôr em evidência aspetos da morfologia do bordo ocidental do planalto da Humpata e a identificação e caracterização dos diversos sistemas de lineamentos estruturais que nele se cruzam e que se materializam em falhas, fendas e fraturas. Os resultados obtidos têm importantes implicações quer do ponto de vista da cartografia

geológica e das interpretações tectónicas regionais, quer no âmbito das políticas de ordenamento do território. Dos contributos que advém deste estudo são de destacar: *i*) contributo no âmbito da cartografia regional e das interpretações tectonoestruturais: este estudo permite aferir e complementar em detalhe a cartografia geológica regional, nomeadamente no que respeita ao padrão de fraturação do bordo ocidental do planalto da Huíla. Os grandes sistemas de lineamentos estruturais (N50°W-N60°W, N-S, N60°E) tornam-se mais evidentes e são, de igual modo, destacadas orientações (N10°W-20°W; N20°E; E-W) secundárias, o que constitui uma mais-valia para as interpretações tectonoestruturais regionais. Reconhece-se a grande importância dos alinhamentos N60°E e N50°W-N60°W que, tal como nos outros setores do planalto da Huíla (MPENGO *et al.*, 2011), e ao longo da margem, a oeste (HUDEC & JACKSON, 2004), terão atuado, respetivamente, como falhas de transferência e falhas normais durante a fase de rifte do Cretácico inferior e terão sido responsáveis pelo traçado, recortado em facetas poligonais, do bordo ocidental do planalto da Huíla; *ii*) contributo no âmbito da hidrogeologia: na medida em que o padrão de fraturas influencia a rede de drenagem (dendrítica a retangular) e a localização dos locais de recarga dos aquíferos existentes no planalto da Humpata. A informação obtida com este estudo será importante para o estabelecimento dos perímetros de proteção das zonas de recarga; *iii*) contributo no âmbito da estabilidade de taludes: as redes viárias que ligam o planalto às zonas baixas atravessam o bordo do planalto. A estabilidade dos seus taludes depende, para além do declive destes, do grau de fraturação e alteração das suas rochas constituintes, aliados às condições climáticas. São frequentes os movimentos de massas, sobretudo a queda de blocos, com conseqüente interrupção das comunicações viárias. De igual modo, ao longo de algumas encostas, sobranceiros às escarpas, onde o coberto vegetal é escasso, é comum encontrarem-se pequenos povoados, que vivem sob a ameaça dos movimentos de massa. O reconhecimento do padrão de fraturação poderá contribuir para a minimização dos riscos associados a estes processos.

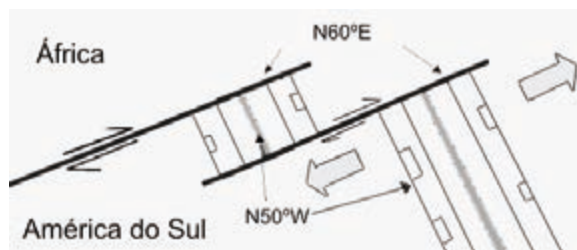


Fig. 8 – Modelo para o funcionamento dos sistemas N60°E e N50°W durante a fase de rifte do Cretácico inferior (adaptado de MPENGO *et al.*, 2011).

Para trabalhos a realizar futuramente, sugere-se o prolongamento deste estudo, quer à zona interior do planalto da Huíla, quer à peneplanície adjacente a ocidente deste, o que permitirá adquirir uma maior perceção da dimensão e da continuidade lateral destes sistemas de lineamentos e da sua real importância na morfoestrutura e na evolução geodinâmica desta região.

Referências Bibliográficas

58

- CHAVEZ, P. S., JR. (1996) – Image-based atmospheric corrections – Revisited and Improved. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 62, P. 1025-1036.
- DELOR, C., THEVENIAUT, H., CAGE, M., PATO, D., LAFON, J.-M., BIALKOWSKI, A., ROOIG, J.-Y., NETO, A., CAVONGO, M. & SERGEEV, S. (2008) – New insights into the Precambrian geology of Angola: basis for an updated lithochronological framework at 1:2000000 scale. 22nd Colloquium of African geology. Hammamet – Tunisia, p. 52-53.
- CARVALHO, H. (1983) – Notice explicative préliminaire sur la géologie d'Angola. *Instituto de Investigação Tropical, Sér. Géol.* Lisboa, 6, p. 15-30.
- CARVALHO, H. (1993) – The Precambrian of SW Angola and NW Namíbia. *Com. Inst. Inv. Cient. Tropical*, Lisboa, 4, 38 p.
- FERREIRA DA SILVA, A. (2009) – A geologia da República de Angola desde o Paleoarcaico ao Paleozóico Inferior. *Boletim de Minas*, 44, p. 99-162.
- HUDEC, M. R. & JACKSON, M.P.A. (2004) – Regional restoration across the Kuanza Basin, Angola: salt tectonics triggered by repeated uplift of metastable passive margin. *AAPG Bulletin*, 88, p. 971-990.
- MARQUES, M. M. (1977) – Esboço das unidades geomorfológicas de Angola (2ª aproximação). *Inst. Inv. Cient. Tropical, Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 2, p. 41-43.
- MATIAS, D. N. (1980) – Carta Geológica de Angola à escala 1:1000000 (folha 3). Instituto Geográfico Cadastral.
- MPENGO, H., LOPES, F. C., PEREIRA, A. & MANTAS, V. (2011) – A detecção remota como suporte à caracterização morfo-estrutural do bordo ocidental do planalto da Huíla (SW de Angola). In: Neves, L. J. P. F., Pereira, A. J. S. C., Gomes, C. R. G., Pereira, L. C. G. & Tavares, A. O. (eds.). *Modelação de Sistemas Geológicos: Homenagem a M. M. Godinho*. Laboratório de Radioactividade Natural da Universidade de Coimbra, p. 253-265.

A IMPORTÂNCIA DO CONTEXTO TECTÓNICO EM
DESLIGAMENTO ESQUERDO NA MORFOESTRUTURA
DA CALDEIRA VULCÂNICA DA ILHA DE DECEPTION
(NW DA ANTARTIDA)

THE IMPORTANCE OF THE SINISTRAL STRIKE-SLIP
TECTONIC REGIME IN THE MORFO-STRUCTURAL
FRAMEWORK OF DECEPTION ISLAND VOLCANO
CALDERA (NW ANTARCTICA)

F. C. Lopes^{1,2}, A. T. Caselli³, A. Machado¹ & M. T. Barata¹

Resumo – A distribuição e a orientação dos sistemas de fraturas que afetam a ilha de Deception e a geometria alongada da sua caldeira, em forma de uma ferradura ligeiramente deformada em sigmóide, com o eixo maior orientado segundo NW-SE, são típicas de um modelo Riedel induzido pelo cisalhamento simples esquerdo regional. Sugere-se que esta caldeira se formou por um processo vulcanotectónico acima de uma câmara magmática alongada sob o controlo transtensivo regional. A faixa de dobramentos que afeta o glaciário do flanco ENE da ilha, visível ao longo da Costa Recta, poderá ter sido induzida ou favorecida por esta deformação.

Palavras-chave – Antártida; Ilha de Deception; Caldeira vulcânica; Cisalhamento simples sinistral; Deformação Riedel

Abstract – The distribution and orientation of fracture systems that affect Deception island, and the elongated geometry of its volcanic caldera, a horseshoe-shaped slightly warped in sigmoid, with the major axis oriented NW-SE, are typical of a Riedel model induced by a regional

¹ Centro de Geofísica, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Av. Dr. Dias da Silva, 3000-134 Coimbra, Portugal; fcarlos@det.uc.pt; adrianemachado@yahoo.com.br; mtbarata@gmail.com

² Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal

³ Grupo de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos, Dpto.Cs. Geológicas – Fac. Cs. Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires; acaselli@gl.fcen.uba.ar

left-lateral simple shear zone. It is suggested that this caldera was formed by a volcano-tectonic process above a magma chamber stretched under the control of the regional transtensional regime. The folds that affect the glacier in the eastern flank of the island, which are visible along the Costa Recta shore-line, may have been induced or favored by this deformation.

Keywords – Antarctica; Deception Island; Volcanic caldera; Left-lateral simple shear; Riedel deformation model

1 – Introdução

A Ilha de Deception ($62^{\circ} 57' S$; $60^{\circ} 37' W$) é uma pequena ilha vulcânica ativa (diâmetro < 15 km), de idade quaternária, (< 780 mil anos; VALENCIO *et al.*, 1979; SMELLIE, 2002; BARALDO *et al.*, 2003), situada na bacia marginal do Estreito de Bransfield (Fossa de Bransfield), que separa o arquipélago das Shetland do Sul da Península da Antártida (Fig. 1). A abertura desta fossa, de orientação NE-SW e com cerca de 500 km de comprimento, parece resultar da conjugação de dois processos: i) bacia transtensiva relacionada com o desligamento esquerdo entre a placa da Antártida e a placa Escocesa (*e.g.*, GONZÁLEZ-CASADO *et al.*, 2000; GINER-ROBLES *et al.*, 2003); ii) processo de “back-arc”, consequente da subducção oblíqua, muito lenta, ou do “roll-back” da antiga placa da Fénix sob a placa da Antártida (*e.g.*, MALDONADO *et al.*, 1994; LAWVER *et al.*, 1995, 1996). A orientação das macroestruturas que definem a morfologia atual da fossa de Bransfield sugere que a bacia corresponde a uma zona de cisalhamento simples sinistra (*e.g.*, MAESTRO *et al.*, 2007), atuada por um campo de tensões com a tensão máxima compressiva horizontal (σ_1) orientada segundo $N30^{\circ}E$. Neste trabalho, procura-se relacionar a geometria alongada da caldeira de Deception com o alongamento da própria câmara magmática por cisalhamento simples condicionado pelo regime tectónico transtensivo regional, por analogia com o proposto por HOLOHAN *et al.* (2008).



Fig. 1 – Enquadramento tectónico regional e localização da Ilha de Deception (adaptado de TORRECILLAS *et al.*, 2012).

2 – Enquadramento Geológico

A estrutura vulcânica e a morfologia da ilha de Deception são controladas, em diversas zonas, por sistemas de falhas e fraturas, inferidas através de estudos geológicos (tectono-sedimentares, estruturais e geomorfológicos), batimétricos e de perfis de reflexão sísmica (e.g., SMELLIE, 1989; LAWVER *et al.*, 1996; GRÁCIA *et al.*, 1997; FERNÁNDEZ-IBÁÑEZ *et al.*, 2005). A análise do campo de fraturas mostra que as estruturas principais estão orientadas segundo NE-SW e NW-SE, seguindo a orientação das macroestruturas que definem a morfologia da fossa de Bransfield. (e.g., REY *et al.*, 1995; GRÁCIA *et al.*, 1996; GONZÁLEZ-CASADO *et al.*, 1999; MAESTRO *et al.*, 2007). Outras orientações observáveis: N-S, NNE-SSW, ENE-WSW a E-W, WNW-ESSE e NNW-SSE. O regime tectónico regional dominante é transtensivo sinistro, com σ_1 de orientação N30°E (Fig. 2).

61

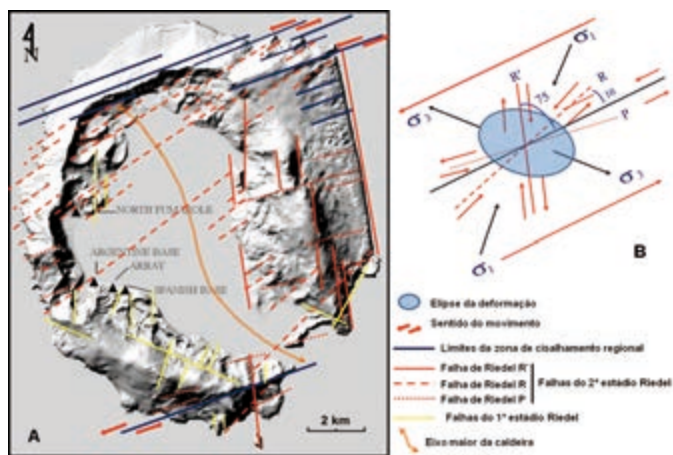


Fig. 2 – Principais alinhamentos estruturais que controlam a morfologia da Ilha de Deception e sua relação com a zona de cisalhamento simples sinistra regional dominante no estreito de Bransfield. A) Principais padrões de alinhamentos estruturais interpretados a partir de um modelo digital de terreno e o sigmóide esquerdo do eixo maior da caldeira vulcânica. Os triângulos negros indicam a localização das principais bases científicas estabelecidas na ilha (imagem de fundo extraída de SNMNH, 2011); B) Comparação com o modelo de deformação Riedel teórico adaptado à direção e ao sentido do movimento da zona de cisalhamento simples regional. σ_1 = tensão compressiva máxima; σ_3 = tensão extensiva máxima.

Os depósitos vulcânicos que atapetam a ilha (Fig. 3) podem ser englobados em dois grandes grupos, de acordo com a evolução vulcanotectónica e considerando apenas um único episódio de colapso (SMELLIE, 2001, 2002; FERNÁNDEZ-IBÁÑEZ *et al.*, 2005): i) Depósitos pré-caldeira (Grupo de Port Foster), maioritariamente constituídos por pillow-lavas, por material resultante de erupções hidrovolcânicas explosivas e por depósitos piroclásticos; ii) Depósitos pós-caldeira (Grupo de Mount Pond), constituídos por piroclastos e depósitos de erupção efusiva, numerosos cones de cinzas e cones de tufos. As erupções históricas ocorreram nos anos de 1842, 1912, 1917, 1967, 1969 e 1970 (ORHEIM, 1971), provocando alterações volumétricas consideráveis e modificações na linha de costa (TORRECILLAS *et al.*, 2012).

A origem da caldeira permanece controversa. Para alguns autores, a grande baía interior (Port Foster) terá resultado do colapso passivo ao longo de falhas ortogonais (*e.g.*, MARTI & BARALDO, 1990); segundo outros, a evolução e o colapso do aparelho vulcânico foi influenciado pelas grandes falhas regionais (SMELLIE, 1989; REY *et al.*, 1995; MARTI *et al.*, 1996; SMELLIE, 2002).

A fase pré-caldeira é representada por rochas efusivas de composição basáltica a andesítica e, na fase pós-caldeira, predominam andesitos basálticos e andesitos, ocorrendo raros dacitos segundo WIT *et al.* (1991) e SMELLIE (2001). As texturas observadas ao microscópio são glomeroporfírica, porfírica, pilotaxítica, traquítica, intergranular e intersertal. Os fenocristais que constituem as rochas são de plagioclase, clino-orto piroxena, olivina, magnetite e ilmenite. A clorite e a calcite ocorrem como minerais secundários. A matriz das rochas é composta por micrólitos de plagioclase, pequenos cristais de piroxena, minerais opacos e ocasionalmente olivina. As rochas apresentam elevado teor de Na_2O (> 4% em peso), incluindo os basaltos, indicando erupções de magmas sódicos que podem ser o resultado de fusões parciais de mantos metassomatizados. O empobrecimento em Cr, Ni, Sr e a presença de anomalias negativas de Eu no diagrama multielementar normalizado pelo padrão condrítico (SUN & MCDONOUGH, 1989) sugerem o fracionamento de clinopiroxena e plagioclase. A diferenciação química é atribuída ao processo de cristalização fracionada, principalmente de plagioclase, clinopiroxena, olivina e magnetite/ilmenite. As rochas são classificadas como subalcalinas e apresentam afinidade toleítica.

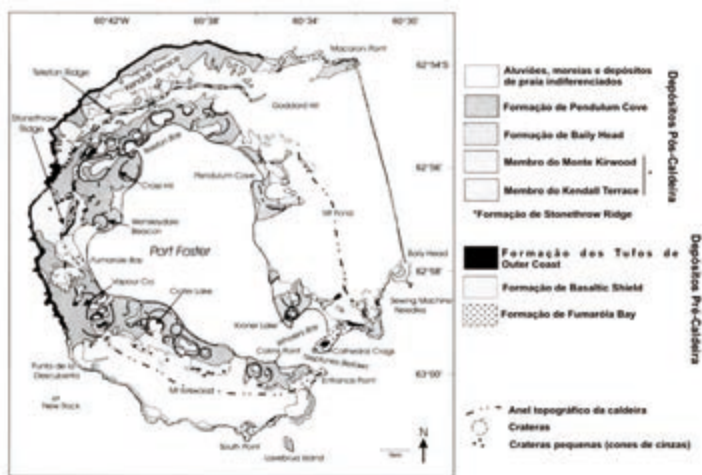


Fig. 3 – Mapa litológico simplificado da Ilha de Deception (adaptado de SMELLIE, 2002).

3 – O colapso da caldeira de Deception em regime de desligamento esquerdo

3.1 – Os corredores de desligamento e o colapso das caldeiras vulcânicas

Os corredores de desligamento regionais podem controlar os movimentos de um magma, deformar os vulcões e provocar a instabilidade das vertentes dos aparelhos vulcânicos

(*e.g.*, MATHIEU *et al.*, 2011). Podem também contribuir para a formação das caldeiras vulcânicas (HOLOHAN *et al.*, 2008), e demonstraram, através de experiências analógicas, que as caldeiras vulcânicas, em contexto tectónico de desligamento, resultam da interação das estruturas associadas à deformação regional com a subsidência vulcano-tectónica, gerada apenas por processos magmáticos/vulcânicos locais como a ascensão e erupção do magma e consequente esvaziamento da câmara magmática por longos períodos, após vários ciclos eruptivos, causando o desequilíbrio do edifício vulcânico. Segundo estes autores, em contextos de desligamento, as caldeiras vulcânicas formam-se por cima de câmaras magmáticas previamente alongadas ou elípticas. Esta geometria da câmara magmática, que se reflete na geometria final da caldeira, terá resultado da sua alongação, por cisalhamento simples, numa fase pré-colapso, mostrando-se estirada e ligeiramente sigmóidal numa direção grosseiramente paralela à da distensão regional (direção do eixo maior da elipse da deformação). O falhamento regional pré-colapso, geralmente resultante da deformação Riedel, tangencial ao centro da câmara magmática, e as falhas associadas aos bordos da câmara, seriam reativadas para acomodar a subsidência do fundo da caldeira. Falhas inversas em anel, formadas na extremidade do eixo de encurtamento, propagar-se-iam em direção ao eixo de alongamento. O colapso dar-se-ia, primeiramente e em pequena dimensão, segundo os flancos em compressão (ao longo do eixo de encurtamento), propagando-se depois, e com maior envergadura, para os flancos em distensão (ao longo do eixo em alongamento). As falhas Riedel R e R' que cortem a zona central, após o colapso, podem servir de condutas para a ascensão e erupção de magma.

3.2 – As evidências

A ilha de Deception possui uma forma em ferradura alongada, com cerca de 15 km de diâmetro, no interior da qual se desenvolveu uma caldeira vulcânica, totalmente inundada (Port Foster). A ilha evoluiu no contexto tectónico regional complexo do estreito de Bransfield, resultante da combinação entre uma bacia de “back-arc” e um regime transtensivo provocado pelo desligamento sinistro ao longo da zona de fratura de Shackleton e a crista da Scotia Meridional (*e.g.*, MAESTRO *et al.*, 2007). No estado atual do conhecimento, é possível apontar algumas evidências que sugerem que a formação da caldeira vulcânica da Deception foi condicionada pelo contexto tectónico regional.

a) A orientação das macroestruturas que definem a morfologia da fossa de Bransfield sugere que esta bacia corresponde a um grande corredor de desligamento regional sinistro, sujeito a cisalhamento simples, atuado por ação de um campo de tensões com σ_1 orientado segundo N30°E;

b) A ilha de Deception possui uma caldeira de forma elíptica, confirmada por tomografia sísmica, com semi-eixos de comprimento 4,5 km e 2,7 km (BEN-ZVI *et al.*, 2009; Fig. 4). O semi-eixo maior, que se estende de Telefon Bay (extremidade NW) a Neptunes Bellows (extremidade SE), tem uma orientação N25-30W e apresenta-se ligeiramente torcido em sigmóide, segundo uma direção grosseiramente paralela à direção da extensão regional (σ_3);

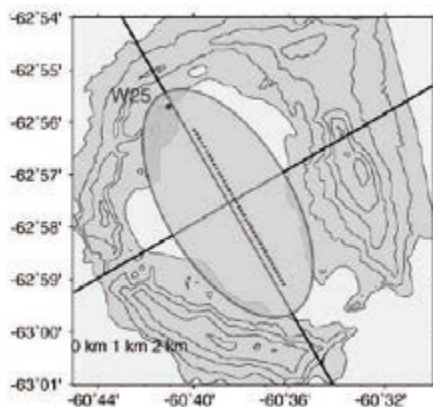


Fig. 4 – Mapa da Ilha Deception que mostra a forma elíptica da sua caldeira (adaptado de BEN-ZVI *et al.*, 2009).

c) A orientação das falhas e lineamentos estruturais observados na ilha (*e.g.*, MAESTRO *et al.*, 2007) podem ser comparados às fraturas de um modelo de deformação Riedel (Fig. 2). Com base na relação geométrica entre a localização e a orientação destas estruturas, é possível distinguir dois estádios de evolução, que se relacionam e interpretam através da rotação anti-horária da ilha de Deception por ação do cisalhamento simples esquerdo regional:

– 1º estágio: as suas estruturas afetam apenas os depósitos vulcânicos mais antigos, localizados no sul da ilha, e exibem as seguintes orientações: falhas sintéticas (R) e antitéticas Riedel (R') com orientação, respetivamente, N-S e WNW-ESE; falhas P com orientação NNE-SSW. Estas orientações não são compatíveis com a orientação atual do campo de tensões na região.

– 2º estágio: as suas fraturas, que afetam a generalidade dos depósitos vulcânicos, exibem as seguintes orientações: falhas sintéticas (R) e antitéticas Riedel (R') com orientação, respetivamente, NE-SW (*ex.*, falhas que limitam a zona mais profunda de Port Foster) e NNW-SSE (*ex.*, falha da Costa Recta); falhas P com orientação ENE-WSW (*ex.*, falha que rejeita a crista de Mount Pond). Estas orientações são compatíveis com a atual orientação do campo de tensões na região.

d) O glaciar que cobre o flanco ENE da ilha exhibe, ao longo da falésia da Costa Recta, uma complexa faixa de dobramentos, cuja vergência parece voltada na direção do semi-eixo menor da caldeira (CASELLI, *comum. pessoal*). Apesar destes dobramentos poderem ser apenas uma consequência do movimento das várias camadas de gelo que constituem o glaciar (glaciotectónica), a sua localização relativamente ao atual campo de tensões permite especular que possam envolver também material rochoso e terem sido induzidos ou favorecidos pela deformação regional.

e) A distribuição espacial das erupções históricas, dentro da caldeira de Port Foster, mostra que a sua idade decresce de SE para NW, o que poderá ser compatível com a rotação anti-horária da ilha.

3.3 – A hipótese

Propõe-se que o colapso da caldeira da Deception se formou por um processo vulcanotectónico acima de uma câmara magmática alongada sob o controlo transtensivo regional, segundo um processo que pode ser explicado através do modelo analógico proposto por HOLOHAN *et al.* (2008) (Fig. 5).

65

1. Rotação anti-horária e conseqüente deformação da câmara magmática da Deception, por ação do cisalhamento simples regional dominante no estreito de Bransfield;
2. O contexto tectónico regional imprime na estrutura da Deception o 1º estágio de deformação de tipo Riedel;
3. A câmara magmática vai rodando na zona de cisalhamento e vai adquirindo uma forma elíptica, com estiramento grosseiramente paralelo à direção da distensão regional (σ_3) e encurtamento segundo a direção da compressão máxima regional (σ_1). Perpendicularmente aos eixos de distensão e compressão máximas, vão-se desenvolvendo, respetivamente, estruturas distensivas e compressivas;
4. A continuação da rotação altera a orientação das estruturas do 1º estágio de deformação Riedel e leva ao desenvolvimento do 2º estágio Riedel;
5. Por ação da combinação do continuado estiramento regional com a fraturação vulcanotectónica, ocorre a subsidência da caldeira, por cima da câmara magmática previamente alongada em sigmóide. O colapso poderá ter-se dado, primeiramente e em pequena dimensão, segundo os flancos em compressão (ao longo do eixo de encurtamento), propagando-se depois, e com maior envergadura, para os flancos em distensão (ao longo do eixo em alongamento).
6. Continuação do cisalhamento regional pós-colapso; as falhas Riedel que cortem a zona central, podem servir de condutas para a ascensão e erupção de magma.

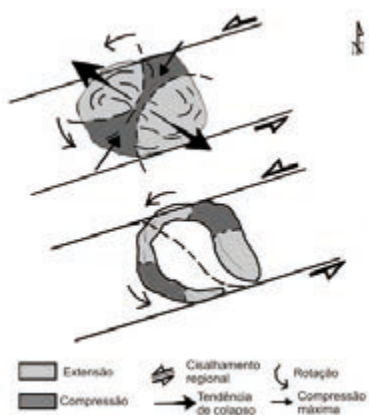


Fig. 5 – Esquema resumindo o possível processo de formação da caldeira da Ilha de Deception.

4 – Considerações finais

66

A subsidência da caldeira da ilha de Deception parece ter sido fortemente controlada pelo tectonismo regional pré-colapso, como realçam as evidências apontadas em 3.2. Pretende-se, num futuro, desenvolver mais estudos que corroborem a hipótese aqui levantada, nomeadamente:

1. Trabalho de campo para: i) observações tectonoestruturais, nomeadamente ao longo da falésia da Costa Recta; ii) medição da orientação da fraturação, nomeadamente a que se apresenta intruída por filões; iii) recolha de amostras;
2. Análises químicas de elementos maiores, traço e terras raras para: i) caracterizar quimicamente as rochas efusivas da fase pré e pós-caldeira e estabelecer relações; ii) realizar o estudo detalhado dos processos de diferenciação magmática atuantes na formação das rochas efusivas;
3. Análises isotópicas de Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb, que serão utilizadas para elaborar um modelo petrogenético para a Ilha Deception;
4. Química mineral para: i) identificar a composição química dos minerais que compõem as rochas efusivas e classificá-los, ii) realizar estudos de geotermometria;
5. Datação K-Ar e U-Pb de rocha total e minerais para estabelecer a cronologia do empilhamento estratigráfico em seções onde as relações de campo são difusas;
6. Modelação analógica no Laboratório de Tectonofísica do Centro de Geofísica da Universidade de Coimbra, para simulação do colapso de uma caldeira vulcânica em regime de cisalhamento esquerdo;
7. Integração de toda a informação obtida nos pontos anteriores num Sistema de Informação Geográfica. A análise num SIG permite simular e analisar cenários sobre a evolução tectónica da Ilha Deception.

Referências Bibliográficas

- BARALDO, A., RAPALINI, A.E., BOHNEL, H. & MENA, M. (2003) – Paleomagnetic study of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Geophysical Journal International*, 153, p. 1–11.
- BEN-ZVI, T., WILCOCK, W. S. D., BARCLAY, A. H., ZANDOMENEGHI, D., IBÁÑEZ, J. M., & ALMENDROS, J. (2009) – The P-wave velocity structure of Deception Island, Antarctica, from two-dimensional seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180, p. 67-80.
- FERNANDEZ-IBANEZ, F., PEREZ-LOPEZ, R., MARTINEZ-DIAZ, J. J., PAREDES, C., GINER-ROBLES, J. L., CASELLI, A. T. & IBÁÑEZ, J. M. (2005). Costa Recta beach, Deception Island, West Antarctica: a retreated scarp of a submarine fault?. *Antarctic Science*, 17, 418–426.
- GINER-ROBLES, J. L., GONZÁLEZ-CASADO, J. M., GUMIEL, P., MARTÍN, S. & GARCÍA, C. (2003) – A kinematic model of the Scotia plate (SW Atlantic Ocean). *Journal of South American Earth Sciences*, 16, p. 179–191.

- GONZALEZ-CASADO, J. M., LOPEZ-MARTINEZ, J., GINER, J., DURAN, J. J. & GUMIEL, P. (1999) – Analisis de la microfracturación en la Isla Decepcion, Antártida Occidental. *Geogaceta*, 26, p. 27–30.
- GONZÁLEZ-CASADO, J. M., GINER, J. & LOPEZ-MARTINEZ, J. (2000) – Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: not a normal backarc basin. *Geology*, 28, p. 1043–1046.
- GRACIA, E., CANALS, M., FARRAÑ, M., PRIETO, M. J., & SORRIBAS, J. (1996) – Morphostructure and evolution of the central and eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula). *Marine Geophysical Research*, 18, p. 429–448.
- GRACIA, E., CANALS, M., FARRAN, M., SORRIBAS, J. & PALLAS, R. (1997) – Central and Eastern Bransfield Basins (Antarctica) from high-resolution swath-bathymetry data. *Antarctic Science*, 9, p. 168–180.
- HOLOHAN, E. P., WYK DE VRIES, B. & TROLL, V. R. (2008) – Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regime. *Bull. Volcanology*, 70, p. 773–796.
- LAWVER, L. A., KELLER, R. A., FISK, M. R. & STRELIN, J. A. (1995) – Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: active extension behind a dead arc. In: Taylor, B. (eds). Backarc basins: tectonic and magmatism. Plenum Press, Amsterdam, p. 315–342.
- LAWVER, L. A., SLOAN, B. J., BARKER, D. H. N., GHIDELLA, M., VON HERZAEN, R. P., KELLER, R. A., KLINKHAMMER, G. P. & CHIN, C. S. (1996) – Distributed, active extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: evidence from multibeam bathymetry. *GSA Today*, 6-11, p. 1–6.
- MAESTRO, A., SOMOZA, L., REY, J., MARTÍNEZ-FRIAS, J. & LOPEZ-MARTÍNEZ, J. (2007) – Active tectonics, fault patterns, and stress field of Deception Island: a response to oblique convergence between the Pacific and Antarctic plates. *Journal of South American Earth Sciences*, 23, p. 256–268.
- MALDONADO, A., LARTER, R. D. & ALDAYA, F. (1994) – Forearc tectonic evolution of the South Shetland margin, Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 13, p. 1345–1370.
- MARTI, J., & BARALDO, A., 1990 – Pre-caldera pyroclastic deposits of Deception Island (South Shetland Islands). *Antarctic Science*, 2, p. 345–352.
- MARTI, J., VILA, J. & REY, J. (1996) – Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica): an example of a volcanic caldera developed by extensional tectonic. In: Mcguire, W. C., Jones, A. P. e Neuberg, J. (eds.). Volcano instabilities on the Earth and other planets. Geological Society of London Special Publications, 10, p. 253–265.
- MATHIEU, L., VAN WYK DE VRIES, B., PILATO, M. & TROLL, V. R. (2011) – The interaction between volcanoes and strike-slip, transtensional and transpressional fault zones: Analogue models and natural examples. *Journal of Structural Geology*, 33, p. 898–906.
- ORHEIM, O. (1971) – Volcanic activity on Deception Island. In: Adie, R.J. (eds.). Antarctic Geology and Geophysics. Universitetsforlaget, Oslo, Norway, p. 117–120.
- REY, J., SOMOZA, L. & MARTINEZ-FRIAS, J. (1995) – Tectonic volcanic and hydrothermal event sequence on Deception Island (Antarctica). *Geo-Marine Letters*, 15, p. 1–8.
- SMELLIE, J. L. (1989) – Deception Island. In: Dalziel, I. W. D., (eds). Tectonics of the Scotia Arc, Antarctica. 28th International Geological Congress, Field Trip Guide Book. Washington, DC: American Geophysical Union, T180, p. 146–152.
- SMELLIE, J. L. (2001) – Lithostratigraphy and volcanic evolution of Deception Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, 13, p. 188–209.
- SMELLIE, J. L. (2002) – Geology. In: Smellie, J. L., Lopez-Martinez, J., et al. (eds.). Geology and Geomorphology of Deception Island. Sheets 6-A and 6-B, 1:25000. BAS GEOMAP series. Cambridge: British Antarctic Survey, p. 11–30.
- SNMNH (Smithsonian National Museum of Natural History) (2011) – Global Volcanism Programme: Deception Island. http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1900-03=&volpage=var#cslp_6802 (acesso em 2012/01/15).

- SUN, S. S. & McDONOUGH, W. F. (1989) – Magmatism in ocean basins. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds.). Geological Society of London Special Publication, 42, 313–345.
- TORRECILLAS, C., BERROCOSO, M., PÉREZ-LÓPEZ, R. & TORRECILLAS, M. D. (2012) – Determination of volumetric variations and coastal changes due to historical volcanic eruptions using historical maps and remote-sensing at Deception Island (West-Antarctica). *Geomorfology*, 136, p. 6-14.
- VALENCIO, D. A., MENDIA, J. E. & VILAS, J. F. (1979) – Paleomagnetism and K–Ar age of Mesozoic and Cenozoic igneous rocks from Antarctica. *Earth & Planetary Science Letters*, 45, p. 61–68.
- WIT, H. E., VAN ENST, J. W. A. & LABAN, L. (1991) – Deception Island Volcanism (South Shetland Islands, Antarctica): Results from Thin-Section Investigations. *Polarforschung*, 59, p. 173-178.

THE POTENTIAL FOR CO₂ GEOLOGICAL STORAGE IN THE PORTO BASIN (OFFSHORE NORTH PORTUGAL)

POTENCIAL DE ARMAZENAMENTO DE CO₂ NA BACIA DO PORTO (OFFHORE NORTE DE PORTUGAL)

F. M. C. Cardoso¹, T. A. Cunha²,
P. Terrinha², J. Carneiro³ & C. Ribeiro³

Abstract – The storage of CO₂ is an up to date topic involving numerous governmental, academic and commercial institutions. COMET is a joint research project co-financed by the European Seventh Framework Programme that aims at identifying and assessing the most cost effective CO₂ transport and storage infrastructure able to serve the West Mediterranean area, namely Portugal, Spain and Morocco. In this project a preliminary assessment of the potential reservoir and storage capacity in the Porto Basin was made. To be considered geological units for potential storage of CO₂ certain geological criteria must be obeyed, including depth, porosity, and permeability, among others. Through the analysis of simplified porosity-depth profiles, two formations were identified as potential reservoirs for CO₂ storage: the Torres Vedras and Silves formations. In the Porto Basin, between the recommended depths, the maximum porous volume available for storage was estimated to be 2364 km³ for the Torres Vedras Formation and 334 km³ for the Grés Silves Formation.

Keywords – Portugal; CO₂ storage; Porto offshore basin

Resumo – O armazenamento de CO₂ é um tema que, até a data, envolve diversas instituições governamentais, académicas e comerciais. COMET é um projeto de investigação co-financiado pelo 7º Programa-Quadro Europeu que visa identificar e avaliar os custos de uma infraestrutura eficaz de transporte e armazenamento geológico de CO₂, que possa servir a

¹ Universidade de Évora. Actualmente Centro de Geociências, Ciências da Terra FCTUC, Universidade de Coimbra, Portugal; fatima.cardoso18@hotmail.com

² LNEG, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Unidade de Geologia Marinha

³ Departamento de Geociências da Universidade de Évora / Centro de Geofísica de Évora

zona do Mediterrâneo Ocidental (Portugal, Espanha e Marrocos), bem como a localização, capacidade e potencial de armazenamento de CO₂ em formações geológicas na região. No âmbito deste projeto foi feita uma avaliação preliminar sobre o potencial reservatório e a capacidade de armazenamento na Bacia do Porto. Para determinada unidade geológica ser considerada bom potencial em armazenar CO₂ têm que se obedecer a determinados critérios geológicos, nomeadamente a profundidade, a porosidade e a permeabilidade, entre outros. Através da análise de perfis simplificados de porosidade-profundidade, duas formações foram identificadas como potencial reservatório para o armazenamento de CO₂: as formações de Torres Vedras e Grés de Silves. Para a Bacia do Porto, no intervalo de profundidades recomendadas, o volume poroso máximo estimado para o armazenamento foi 2364 km³ para a Formação de Torres Vedras e 334 km³ para a Formação Grés de Silves.

Palavras-chave – Portugal; armazenamento de CO₂; Bacia do Porto

1 – Introduction

Since the mid-1800's human activity led to an increase in greenhouse gases (GHG) emissions such as carbon dioxide (CO₂), methane (CH₄), nitrous oxide (NO₂) and chlorofluorocarbons (CFCs). Of all the greenhouse gases, CO₂, whose atmospheric concentrations have risen from pre-industrial levels of 280 ppm to 380 ppm in 2005 (IPCC 2007), is the most important, being responsible for an estimated two-thirds of the enhanced greenhouse effect (IPCC 2007, BRYANT, 1997). This increase in greenhouse gases emissions is believed to be responsible for the observed global climate change and the ocean acidification which are accompanied by severe consequences for the ecosystems and the human society.

CO₂ capture and storage (CCS) is considered as one of the options for reducing atmospheric emissions of CO₂ from human activities (IPCC, 2005). This technology involves capturing the CO₂ from local sources (*e.g.*, fossil fuel power plants, cement factories, refineries and other energy intensive industries) and storing it in geological formations.

This study is integrated in project COMET, which aims to identify and assess the most cost effective CO₂ transport and storage infrastructure able to serve the West Mediterranean region, including Portugal, Spain and Morocco. This is achieved considering the time and spatial aspects of the energy sector development and other prominent industrial activities in those countries, as well as the location, capacity and availability of potential CO₂ storage geological formations (BOAVIDA *et al.*, 2011). This paper focuses on the potential for CO₂ storage in the Porto Basin (offshore northern Portugal).

2 – Geological Framework of Porto Basin

The Porto Basin is located in the northern West Iberia Margin (WIM), extending approximately between Vigo and Aveiro (Fig.1a). The margin evolved through a sequence of rift episodes, between the Late Triassic and Early Cretaceous, and the structure of its marginal basins is strongly controlled by prominent Variscan lineaments, mainly inherited from a late Carboniferous-early Permian phase of variscan strike-slip deformation (RIBEIRO *et al.*, 1979; PINHEIRO *et al.*, 1996). These lineaments include the NNE-SSW

and NNW-SSE to NW-SE listric and/or planar normal faults and NE-SW to ENE-WSW transverse faults, which delimit the main depositional systems identified along the margin (WILSON *et al.*, 1989; MURILLAS *et al.*, 1990; PINHEIRO *et al.*, 1996; ALVES *et al.*, 2006). During the Alpine compression, from the late Cretaceous onwards, some of these features were reactivated as reverse or thrust faults, sometimes with a strike-slip component (BOILLOT *et al.*, 1979; MASSON *et al.*, 1994).

As depicted in Fig.1, the Porto Basin is about 50km wide, extending between the coast and the outer continental shelf and slope. The basin is located in the northward continuation of the Lusitanian Basin (Fig. 1), delimited to the east by the Porto-Tomar Fault, which has been active throughout most of the basin evolution (ALVES *et al.*, 2006; CUNHA, 2008). A horst block on its western side separates the Porto Basin from the Galicia Interior Basin (PINHEIRO *et al.*, 1996).

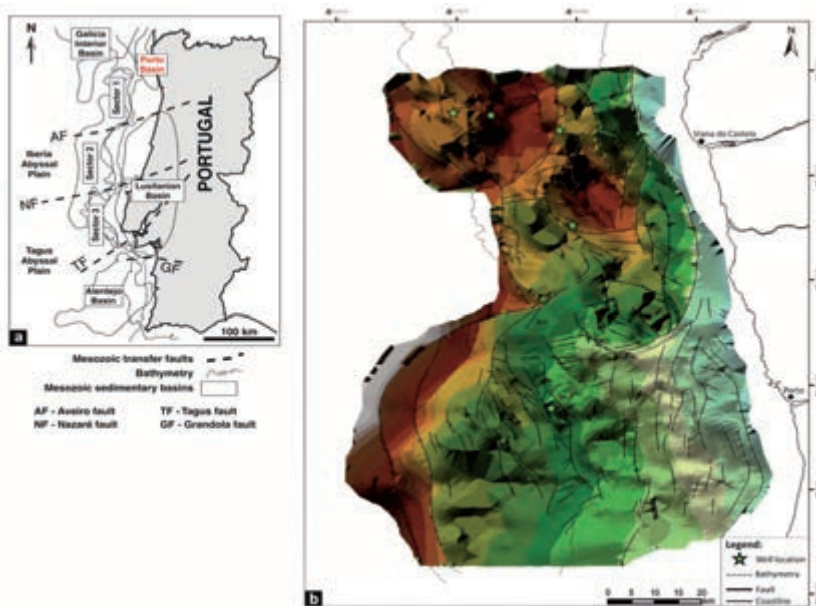


Fig. 1 – a) Inset showing the location of the Porto Basin in the West Iberia Margin (adapted from ALVES *et al.*, 2006); b) Structural map of Porto Basin, with the location of exploration wells. Color scale in Fig 2.

3 – Methodology and data presentation

3.1 – Structural maps in two-way time

The MILUPOBAS PROJECT (1998) interpreted a total of seven structural maps in the Porto Basin, based on commercial multichannel seismic data tied to the existent boreholes (see Table 1). The produced maps are in two way travel time (TWT) and were used as the basis for this work. The maps were initially scanned and digitized, in order to produce TWT grids of each horizon. Fig.2 shows six of the seven horizons produced for the Porto Basin. Horizon 2 did not cover most of the Porto Basin and was not considered in the analysis

Table 1 – Horizons interpreted by the Milupobas project.

Horizon	Designation
H1	Near Top Intra Late Cretaceous Carbonates
H2	Near Base Late Cretaceous Carbonates
H3	Base Early Cretaceous Unconformity
H4	Intra Late Jurassic Unconformity
H5	Near Top Intra Middle Jurassic Carbonates
H6	Near Top Hettangian Evaporitic Complex
H7	Near Top Paleozoic Basement

72

As depicted in Fig. 2, not all the horizons have the same area coverage. In order to facilitate the grid-to-grid operations, namely to convert the TWTT grids into meters, we interpolated all the grids within the same area. The limits of Horizon 3 were chosen as the more representative. In most horizons extrapolation artifacts occurred only in relatively small, peripheral areas. Horizon 5 was previously built using both Horizon 4 and 6, which truncate 5 at different places. The method of Natural Neighbors was used for the interpolation.

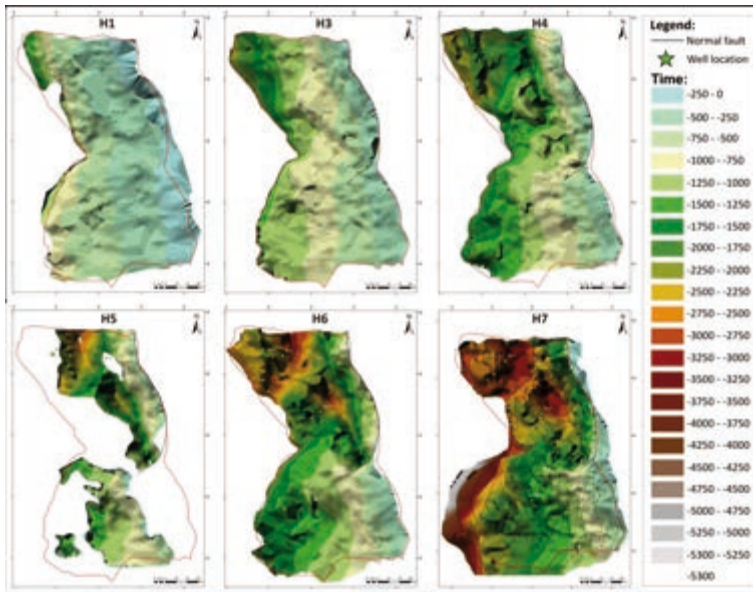


Fig. 2 – Original structural horizons for Porto Basin in TWTT (compiled from the Milupobas Project).

3.2 – Conversion of two-way travel time to meters

The conversion between TWTT and depth was performed based on the formations velocities obtained along oil exploration wells 5A-1 and Lu-1 (Table 2; see Fig.1 for location of the wells). Due to the large discrepancies in the velocities obtained in the two

wells, reasonable values which could apply to the whole of the Porto Basin were estimated. Between the Surface and H1 and between H4 and H5 the velocities measured in the wells seemed extremely high, at least when compared with the velocities of similar formations in the Lusitanian Basin, measured along numerous exploration wells. The depth conversion was then calibrated by the wells log data (Fig. 3) and maximum errors of 100-200 metres were obtained between the calculated depth grids and the depth of the horizons in the wells.

Table 2 – Formations velocities measured in wells 5A-1 and Lula-1, and used for conversion of the horizons from TWTT to meters (see Figures 4 and 5).

	Velocity (m/s)		
	5 A-1	Lula	Used
S – H1	2850	2150	2700
H1-H3	3285	3341	3000
H3-H4	4110	4130	4000
H4-H5	4890	-	4250
H5-H6	5200	4060	4500
H6-H7	4750	4400	4500

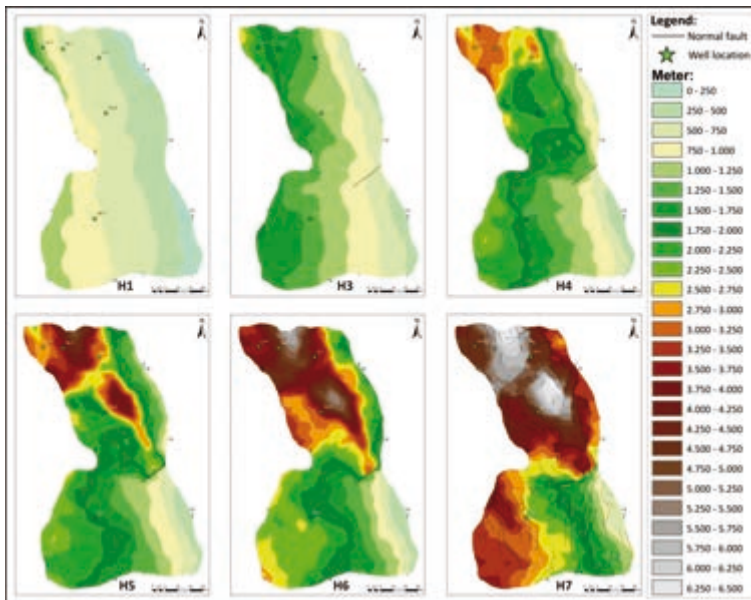


Fig. 3 – Structural maps of Porto Basin after TWTT-depth conversion.

4 – Petrophysic reservoir properties

A reservoir suitable for CO₂ storage must have some fundamental petrophysic properties. The basic parameters are the permeability and the porosity. High permeability values

ensure an efficient injection of CO₂ into the reservoir, whilst the high porosities guarantee the capacity of the reservoir (EU GeoCapacity report).

74

A preliminary evaluation of the formations porosity was made based on the neutron and sonic logs from 3 commercial wells: 5A-1, Touro-1 and Lima-1 (Fig. 4; see Fig.1 for location of the wells). The reading of the sonic log was matrix corrected, using the Wyllie Time-Average Equation (WYLLIE *et al.*, 1958).

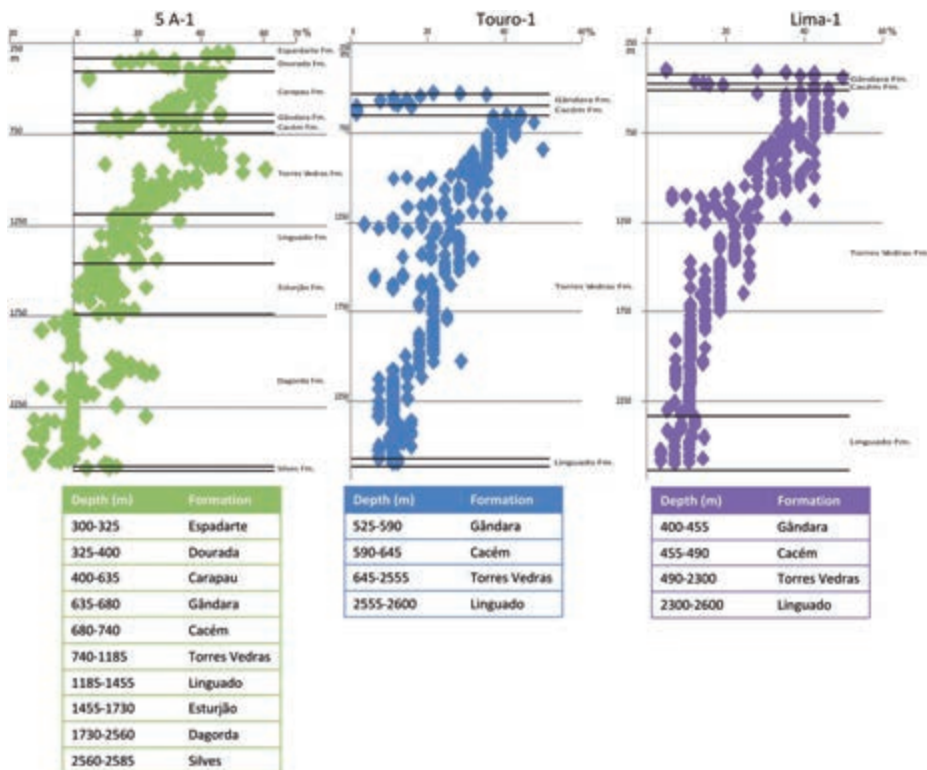


Fig. 4 – Porosities from wells 5A-1, Touro-1 and Lima-1 of Porto Basin.
The values represented were obtained by reading a spacing of 5m.

Fig. 4 shows that whilst well 5A-1, in the southern Porto Basin, crosses the entire basin stratigraphic record, wells Touro-1 and Lima-1, towards the basin center (see Fig.1 for location) only sampled the Cretaceous and Late Jurassic units. It is noticeable, however, the thickening of these units towards the basin center.

From the simplified porosity-depth profiles, two formations outstand as possibly reservoirs for CO₂ storage. (1) The Torres Vedras Formation, with porosities ranging between 20% and 40% when buried above 1250m. The Torres Vedras Formation is sealed by the Cacém Formation, generally < 100 m thick, with minimum porosities of approximately 10%. (2) The Silves Formation and some strata within the Dagorda Formation, which exhibit porosities of up to 20%, sealed by very low porosity evaporites.

5 – Volume Capacity Calculation

The Porto Basin was sub-divided into a number of sub-areas, according to the main structural features and the physiography of the basin (Fig. 5). The storage volumes were then calculated for both the Torres Vedras Formation, defined between horizons H1 and H3, and the Silves-Dagorda formations, defined between horizons H6 and H7. For the calculations we assumed either a laterally constant 100 m thick layer (minimum storage) or the average thickness of the formations in the defined sub-areas (maximum storage; Table 3).

It is important to notice that the sub-areas were calculated for formation depths between 800 and 2500m, considered ideal for the CO₂ storage (EU GeoCapacity report, 2009). Sub-area 11 in Fig. 5 is the only region within the Porto Basin where the Silves Formations is within such depth range.

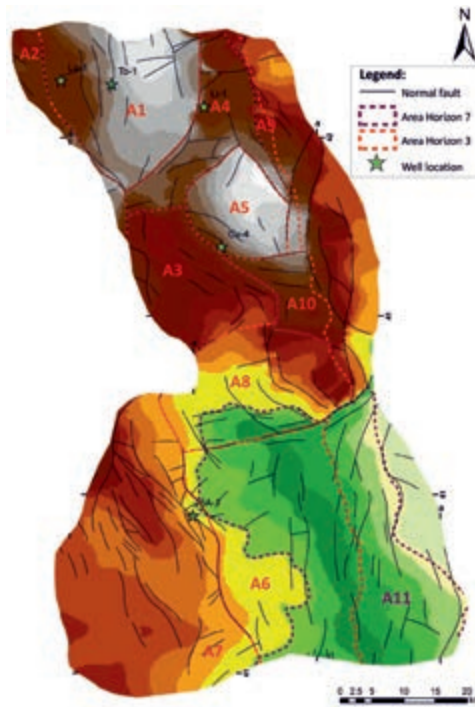


Fig. 5 – Sub-areas used for determining storage volumes. Red lines to Torres Vedras Formation (A1-A10) and violet line to Silves Formation (A11).

6 – Conclusions

A preliminary analysis of the formations porosities along the available oil exploration wells suggests that only the Torres Vedras Formation (Early Cretaceous), and possibly the Silves Formation and some strata within the Dagorda Formation, have reasonable porosities for CO₂ storage.

Table 3 – Area and porous volume calculated for the Torres Vedras Formations, between H2 and H3. Area (A11) and porous volume calculated for the Silves Formations is sub-area 11 (Fig. 5), between H6 and H7 (violet line).

A	Area (km ²)	Volume for 100m thick. (km ³)	Average thickness (m)	Volume (km ³)
A1	448	44.8	1910	856
A2	429	42.9	887	381
A3	290	29.0	607	176
A4	218	21.8	1810	395
A5	166	16.6	493	82
A6	993	99.3	419	416
A7	636	63.6	445	290
A8	343	34.3	421	144
A9	89	8.9	402	36
A10	44	4.4	371	16
A11	873	87.3	433	378

Within the recommended depth range for storage, i.e. between 800 and 2500m, a total area of 3656 km² was calculated for the Torres Vedras Formation and of 873 km² for the Silves Formations. In the Torres Vedras Formation the porous volume available for storage has been estimated between 365.6 and 2792 km³, assuming a constant 100m thick layer or the average thickness of the formation. The Silves Formation is only within acceptable depth ranges along a narrow band sub-parallel to the coast, and porous volume available for storage has been estimated between 87.3 and 378 km³.

References Cited

- ALVES, T. M., MOITA, C., SANDNES, F., CUNHA, T., MONTEIRO, J. H. & PINHEIRO, L. M. (2006). Mesozoic Evolution of North Atlantic Continental-Slope Basins. *AAPG Bulletin*, 90, p. 31-60.
- BOILLOT, G., AUXIETRE, J.-L., DUNAND, J.-P., DUPEUBLE, P.-A., & MAUFFRET, A. (1979) – Acoustic stratigraphy and structure of the oceanic crust. In: Talwani, M., Hay, W. & Ryan, W. B. F. (eds). *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and paleoenvironments*. Washigton, D.C. (USA): American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 3. p 138-153
- BOAVIDA, D. CARNEIRO, J. F., RAMÍREZ, A., MARTINEZ, R., CZERNICHWSKI-LAURIOL, I., TOSATO, G., RIMI, A., ZARHLOULE, Y., SIMÕES, S. & CABAL, H. (2011) – Integrated infrastructure for CO₂ transport and storage in the west Mediterranean. *Energy Procedia*, 4, p. 2440-2447.
- BRYANT, E. (1997) – *Climate process and change*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- CUNHA, T. (2008) – *Gravity Anomalies, Flexure and The Thermo-Mechanical Evolution of the West Iberia Margin and its Conjugate of Newfoundland*, Ph.D. thesis, University of Oxford.
- EU GEOCAPACITY, Project n° SES6-518318 (2009) – WP4 Report – Capacity Standards and Site Selection Criteria, Geological Survey of Denmark and Greenland.
- IPCC (2005) – *Special report on CO₂ Capture and Storage*. Cambridge University Press, New York.

- IPCC (Intergovernmental panel on climate change). Climate change (2007) The physical science basis. Fourth assessment report, IPCC Secretariat, Geneva, Switzerland.
- MILUPOBAS Project, Contract nº J0U2-CT94-0348 (1998) – Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo, Lisboa.
- MASSON, D. G., CARTWRIGHT, J. A., PINHEIRO, L. M., WHITMARSH, R. B. & BESLIER, M. O. (1994) – Compressional deformation at the ocean-continent transition in the NE Atlantic. *J. Geol. Soc. London*, 151, p. 607-613.
- MURILLAS, J., MOUGENOT, D., BOILLOT, G., COMAS, M. C., BANDA, E., & MAUFFRET, A. (1990) – Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184, p. 297-319.
- PINHEIRO, L. M., WILSON, R. C. L., PENA DOS REIS, R., WHITMARSH, R. B. & RIBEIRO, A. (1996) – The West Iberia Margin: A Geophysical and Geological Overview, Proceedings of the Ocean Drilling Program, 149, p. 3-23.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES A. F., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1979) – Introduction à la Géologie generale du Portugal, *Ed. Serv. Geol. Portugal*, 114 p.
- WILSON, R. C. L., HISCOTT, R. N., WILLIS, M. G. & GRADSTEIN, F. M. (1989) – The Lusitanian basin of west-central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphy, and subsidence history, In: A. J. Tankard and H. R. Balkwill, (eds). Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins: AAPG Memoir, 40, p. 341-361.
- WYLLIE, M. R. J., GREGORY, A. R. & GARDNER, G. H. F. (1958) – An experimental investigation of the factors affecting elastic wave velocities in porous media, *Geophysics*, 23, p. 459-493.

(Página deixada propositadamente em branco)

COMPARAÇÃO ENTRE A FUNÇÃO DO RECEPTOR
NO DOMÍNIO DO TEMPO E DA FREQUÊNCIA
PARA O CÁLCULO DE ESPESSURA CRUSTAL

COMPARISON BETWEEN RECEIVER FUNCTIONS
IN TIME DOMAIN AND FREQUENCY DOMAIN
TO CALCULATE CRUSTAL THICKNESS

R. T. G. da Silveira¹, D. F. Albuquerque¹,
C. G. Pavão¹, G. S. França¹ & I. G. dos Santos¹

Resumo – A Função do Receptor tem sido largamente utilizada para a determinação de espessura crustal e razão V_p/V_s . Neste trabalho foram utilizadas sete estações pertencentes ao Observatório Sismológico da Universidade de Brasília (Brasil) para calcular a espessura crustal e a razão V_p/V_s : BRA7 (Brasília-DF), CAN3 (Palmeirópolis-GO), FOR1 (Fortaleza-CE), JAN7 (Itacarambi-MG), PDRB (Porto dos Gaúchos-MT), SFA1 (Catalão-GO), TUCA (Tucuruí-PA). A Função do Receptor foi aplicada nos domínios do tempo (LIGORRÍA & AMMON, 1999) e da frequência (LANGSTON, 1979; OWENS, 1984; AMMON, 1991). Por meio destes métodos, foi estabelecido um comparativo entre os resultados obtidos por cada um.

Palavras-chave – Função do receptor; Espessura crustal; Razão V_p/V_s ; Domínio do tempo; Domínio da frequência

Abstract – *The Receiver Function has been widely used to determine the crustal thickness and the V_p/V_s ratio. In this work seven stations belonging to Seismological Observatory of Brasília University (Brazil) were used to calculate the crustal thickness and V_p/V_s ratio: BRA7 (Brasília-DF), CAN3 (Palmeirópolis GO), FOR1 (Fortaleza-CE), JAN7 (Itacarambi-MG), PDRB (Porto dos Gaúchos-MT), SFA1 (Catalão-GO), TUCA (Tucuruí-PA). The Receiver Function was applied in time domain (LIGORRÍA & AMMON, 1999) and in frequency*

¹ Observatório Sismológico, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília; toscanisilveira@gmail.com; diogofarrapo@gmail.com

domain (LANGSTON, 1979; OWENS, 1984; AMMON, 1991). Through these methods, we established a comparison between the results obtained by each one.

80

Keywords – Receiver function; Thickness of the crust; V_p/V_s ratio; Time domain; Frequency domain

1 – Introdução

A Função do Receptor (FR) é uma técnica geofísica que utiliza registros telessísmicos para estudar as diversas estruturas que compõem a subsuperfície. Basicamente, esta técnica é utilizada para estimar a espessura da crosta e a razão V_p/V_s logo abaixo de uma estação sismográfica.

O presente trabalho traz a estimativa das espessuras crustais e da razão V_p/V_s para as estações BRA7 (Brasília-DF), CAN3 (Palmeirópolis-GO), FOR1 (Fortaleza-CE), JAN7 (Itamcarambi-MG), PDRB (Porto dos Gaúchos-MT), SFA1 (Catalão-GO) e TUCA (Tucuruí-PA) (Fig. 1).

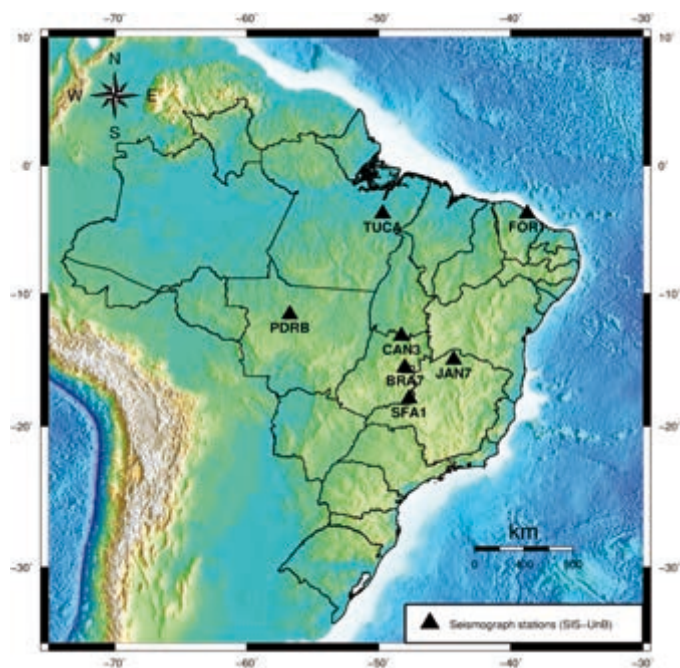


Fig. 1 – Localização das estações sismográficas utilizadas no estudo.

Esses resultados foram obtidos por meio da Função do Receptor (FR) no domínio do tempo (LIGORRÍA & AMMON, 1999) e da frequência, sendo o programa PWSS (Phase Weighted Slant Stacking, BIANCHI, 2008) utilizado para as estimativas de espessura crustal e razão V_p/V_s no domínio do tempo e o *HK-Stacking* (ZHU & KANAMORI, 2000) para

o domínio da frequência. Foram comparados com estudos prévios no domínio da frequência e, assim, foram considerados satisfatórios. O trabalho pretende contribuir para futuras discussões geológicas, oferecendo mais informações de qualidade sobre a espessura crustal. Pretende-se também melhorar a acurácia dos resultados obtidos e, ainda, compreender e disseminar o uso da metodologia da Função do Receptor no domínio do tempo e da frequência.

2 – Metodologia

A Função do Receptor (FR) é composta por uma série temporal calculada nas três componentes de um sismograma. A FR se baseia no fenômeno da refração sísmica que ocorre quando a onda Primária (P) atinge a descontinuidade Mohorovičić (limite entre a crosta e o manto) e tem parte de sua energia convertida em onda S (fase Ps) e em diversas reflexões múltiplas (PpPms). Através da deconvolução no domínio da frequência ou do tempo e a rotação no sistema de eixos radial-tangencial, temos a Função do Receptor, que mostra um registro em que o maior pico será correspondente à onda P direta, enquanto os picos seguintes serão a fase Ps e as reflexões múltiplas, respectivamente (Fig. 2).

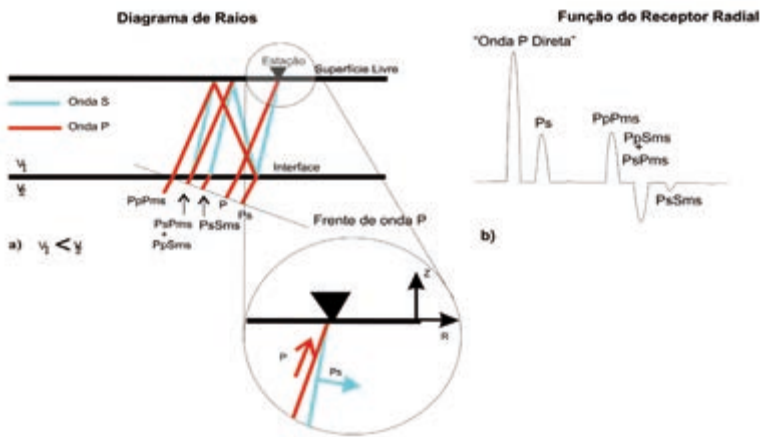


Fig. 2 – a) Diagrama de raios que ilustra a conversão da onda P para S (fase Ps);
b) Registro radial, apresentando as fases P, Ps e múltiplas (FRANÇA, 2003).

Foram escolhidos telessismos com distâncias epicentrais variando de 30° a 100° e magnitudes maiores ou iguais a 4,5 M_b (Fig. 3) (Para maiores informações sobre esses sismos verificar a lista no link <http://www.4shared.com/office/SJuCQQwx/file.html>). A inspeção visual dos eventos foi realizada por meio do programa SAC (Seismic Analysis Code; GOLDSTEIN & SNOKE, 2005). O programa PWSS (BIANCHI, 2008) foi utilizado para o processo de empilhamento no domínio do tempo, e o *HK-Stacking* (ZHU & KANAMORI, 2000) para o domínio da frequência. Já a deconvolução no domínio do tempo foi executada pelo programa *interdecon* (AMMON, 1997) e na da frequência pelo *pwaveqn* (AMMON, 1991).

Por meio dos programas *Getlist* e *Getevts* foi baixado e organizado um catálogo de eventos sísmicos comparando com os registros das estações da rede IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*).

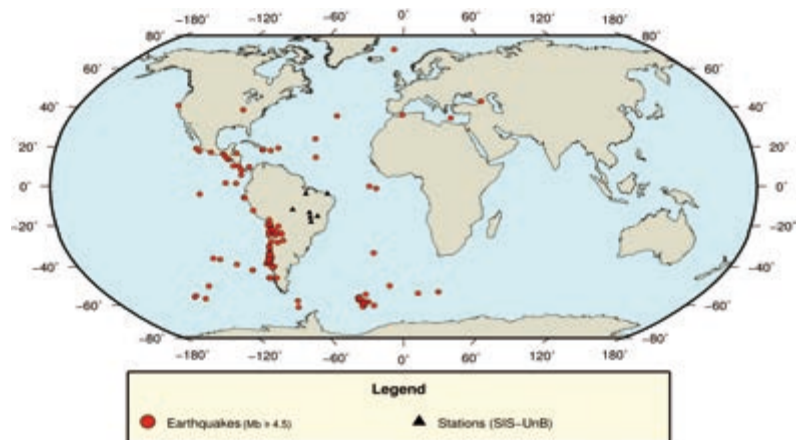


Fig. 3 – Localização dos epicentros dos telessismos e das estações sismográficas utilizadas no estudo. Note a maior ocorrência de sismos oriundos do sudoeste sul americano (região da Cordilheira dos Andes).

3 – Resultados

Os valores de espessura crustal (H) e razão V_p/V_s obtidos por meio de cada método estão listados na Tabela 1.

Tabela 1 – Valores de espessura crustal e razão V_p/V_s .

Estação	H (Km) Domínio do tempo	H (Km) Domínio da Frequência	V_p (Km/s)	V_p/V_s Domínio do tempo	V_p/V_s Domínio da frequência
BRA7	$42,64 \pm 0,74$	$41,7 \pm 0,6$	6,4	$1,68 \pm 0,02$	$1,69 \pm 0,02$
CAN3	$39,31 \pm 2,26$	$40,0 \pm 1,6$	6,4	$1,64 \pm 0,07$	$1,64 \pm 0,03$
FOR1	$34,23 \pm 1,50$	$32,4 \pm 0,8$	6,4	$1,69 \pm 0,06$	$1,75 \pm 0,02$
JAN7	$39,83 \pm 0,00$	$40,2 \pm 0,4$	6,4	$1,73 \pm 0,00$	$1,71 \pm 0,01$
PDRB	$31,81 \pm 0,25$	$37,5 \pm 2,2$	6,4	$2,03 \pm 0,01$	$1,80 \pm 0,12$
SFA1	$43,89 \pm 0,74$	$37,2 \pm 2,4$	6,4	$1,69 \pm 0,02$	$1,69 \pm 0,06$
TUCA	$37,22 \pm 0,50$	$39,9 \pm 1,6$	6,4	$1,81 \pm 0,02$	$1,74 \pm 0,03$

Em todos os resultados da Função do Receptor, as fases P e Ps são claramente identificáveis, tanto no domínio do tempo quanto da frequência. Um dos problemas encontrados foi a ambiguidade do resultado de espessura crustal causado pela concentração de azimutes dos eventos detectados pela estação sismográfica CAN3 (AMMOM *et al.*, 1990). A explicação para isso reside no fato de todos os eventos trazerem informação apenas de uma direção, não sendo corroborados por telessismos de outras direções. Infelizmente, a localização desta estação não permite que haja grande variação na direção azimutal.

As figuras abaixo mostram a Função do Receptor no domínio do tempo e no domínio da frequência para as estações BRA7 e FOR1. Note que a fase Ps está bem visível em cada registro selecionado (Figs. 4 e 5).

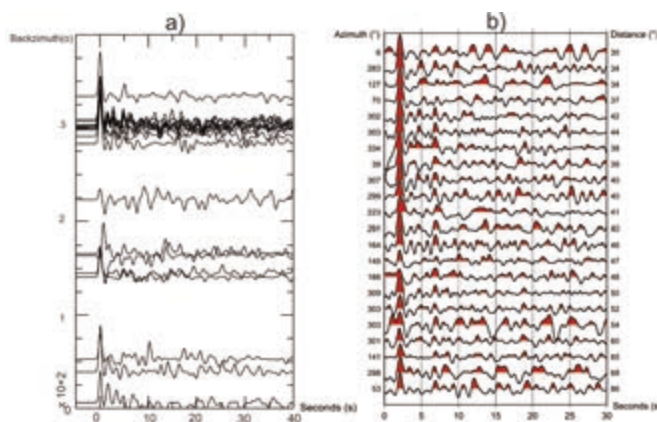


Fig. 4 – Resultado da FR para a estação BRA7 de acordo com a distribuição azimutal:
a) Domínio do tempo; b) Domínio da frequência.

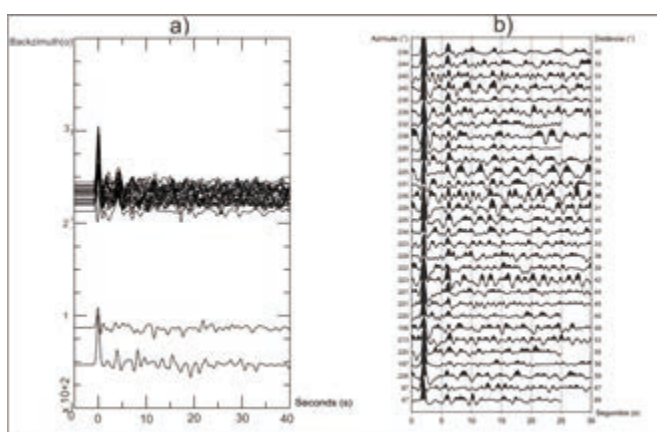


Fig. 5 – Resultado da FR para a estação FOR1 de acordo com a distribuição azimutal:
a) Domínio do tempo; b) Domínio da frequência.

No domínio do tempo, as Figs. 6 (a) e 7 (a) mostram as estimativas para a espessura crustal e a razão V_p/V_s obtidas pelo programa PWSS para as estações BRA7 e FOR1, respectivamente. Os valores para as demais estações não apresentaram fases Ps e múltiplas coerentes. Entretanto, mesmo com erros relativamente altos, estimamos a espessura da crosta e a razão V_p/V_s para que sirvam, pelo menos, como dados preliminares, sendo necessário a vinculação com os resultados obtidos no domínio da frequência.

No domínio da frequência, para todas as estações foram obtidas as espessuras crustais e razão V_p/V_s . Dois dos resultados onde as fases Ps e múltiplas foram mais claras são visualizados nas estações BRA7 e FOR1, mostrados nas figuras 6 (b) e 7 (b).

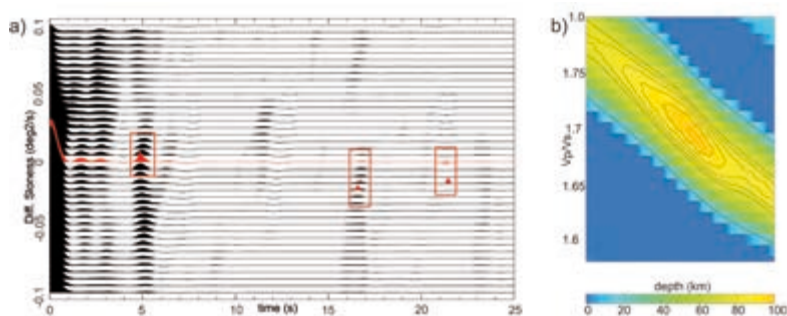


Fig. 6 – a) Resultado do PWSS para a estação BRA7. Os retângulos vermelhos indicam a onda Ps e as reflexões múltiplas (Ppps e Pps+Pps); b) Resultado do *HK-Stacking* para a estação BRA7. A elipse vermelha indica a variação nos valores da espessura crustal e da razão V_p/V_s .

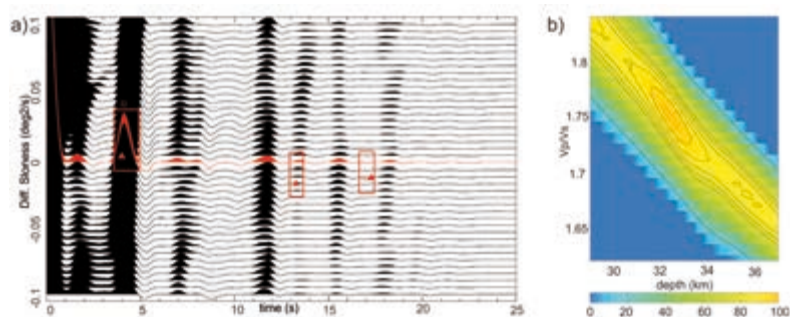


Fig. 7 – a) Resultado do PWSS para a estação FOR1. Os retângulos vermelhos indicam a onda Ps e as reflexões múltiplas (Ppps e Pps+Pps); b) Resultado do *HK-Stacking* para a estação FOR1. A elipse vermelha indica a variação nos valores da espessura crustal e da razão V_p/V_s .

4 – Conclusão

O estudo apresenta as estimativas de espessura crustal e de razão V_p/V_s por meio da Função do Receptor nos domínios do tempo e da frequência, sendo os programas PWSS

e *HK-Stacking* usados para o empilhamento inclinado ponderado pela fase. Nas estações BRA7 e FOR1 o empilhamento produzido pelo PWSS mostrou as fases Ps e as reflexões múltiplas evidentes. Já nas estações CAN3, JAN7, PDRB, SFA e TUCA, o PWSS não obteve essas fases de maneira clara. Embora a maioria das estações não apresente um empilhamento de fases claro, foram calculadas as estimativas da espessura da crosta e a Vp/Vs. Para isso, houve necessidade de relacionar esses dados com os valores obtidos no domínio do tempo para as mesmas estações sismográficas (ALBUQUERQUE *et al.*, 2010) ou na mesma província geológica (BIANCHI, 2008).

Já os resultados obtidos no domínio da frequência foram mais abrangentes, pois foi possível fazer o empilhamento para todas as estações sismográficas.

Vale salientar que os valores encontrados são conectados diretamente com alguns fatores, os quais podem afetar a interpretação dos dados, sendo esses: a baixa razão sinal ruído, a baixa quantidade de telessimos no registro de algumas estações, a possível má calibração do sismômetro ou a concentração de sismos em um mesmo azimute. Esse último fator é de fácil observação na própria FR (figuras 4 (a) e 5 (b)), onde se nota uma maior concentração de sismos provenientes da região andina (região limítrofe de placas tectônicas e região sismologicamente ativa). Para amenizar esses problemas seria necessário um maior período de captação de dados.

A pesquisa mostrou que a Função do Receptor nos domínios do tempo e da frequência pode ser usada como uma ferramenta importante na definição da espessura crustal, pois quando utilizadas conjuntamente, torna-se possível aumentar a acurácia, em que cada método pode corroborar os resultados do outro, ou até mesmo levantar questionamentos sobre as espessuras crustais anteriormente calculadas.

Referências Bibliográficas

- ALBUQUERQUE, D. F., PAVÃO, C. G., FRANÇA, G. S. & SILVA, P. G. N. (2010) – O Estudo da espessura crustal e razão Vp/Vs para as estações da Rede Sismográfica Nacional (RSN-SIS-UnB). IV Simpósio Brasileiro de Geofísica.
- AMMON, C. J. (1991) – The isolation effects from teleseismic P-waveforms. *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, p. 2504-251.
- AMMON, C. J. (1997) – An overview of Receiver-Function Analysis. Disponível em: < <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html> >. (Consultado em 2012.03.26).
- AMMOM, C. J., G. E. RANDALL & G. ZANDT (1990) – On the nonuniqueness of receiver functions inversions, *J. Geophys. Res.*, 95, p. 15303-15318.
- BIANCHI, M. (2008) – Variação da estrutura da crosta, litosfera e manto para a plataforma Sul Americana através de funções do receptor para ondas P e S. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas-USP (São Paulo, Brasil), 133 p.
- FRANÇA, G. S. L. (2003) – Estrutura da crosta no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil usando a Função do Receptor. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas-USP (São Paulo, Brasil), 143 p.
- GOLDSTEIN, P. & SNOKE A. (2005) – SAC Availability for the IRIS Community, Incorporated Research Institutions For Seismology, Data Management Center, Eletronic Newsletter.
- LANGSTON, C. A. (1979) – Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.* 85, p. 4749-4762.

LIGORRIA, J. P. & AMMON, C. J. (1999) – Iterative deconvolution and receiver function estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America* 89, p. 1395-1400.

OWENS, T. J., ZANDT, G., & TAYLOR, S. R. (1984). Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *Journal of Geophysical Research*, 89, p. 7783-7795.

ZHU, L. & KANAMORI, H. (2000) – Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 105, p. 2696-2980.

SECÇÃO 3

REGISTO ESTRATIGRÁFICO: PEDAÇOS DE TERRA, RETALHOS DE TEMPO

“É possível observar, em alguns dos terrenos abruptos com que nos deparamos, secções de grandes massas de estratos, onde é tão fácil ler a história dos oceanos como é ler a História dos Homens nos arquivos de qualquer Nação”.

Jean André Deluc; “Geological Letters”, 1794

(Página deixada propositadamente em branco)

ESTRATIGRAFIA E INTERPRETAÇÃO ESTRUTURAL DE INTERVALOS SÍSMICOS DO SETOR CENTRAL DA BACIA LUSITÂNICA E NA BACIA DE PENICHE (PORTUGAL)

STRATIGRAPHY AND STRUCTURAL INTERPRETATION OF SEISMIC INTERVALS IN THE CENTRAL SECTOR OF THE LUSITANIAN BASIN AND IN THE PENICHE BASIN (PORTUGAL)

J. M. Cumbo¹ & R. Pena dos Reis²

Resumo – O conjunto das bacias marginais do Atlântico Norte situadas no *onshore* e no *offshore* português inclui, entre outras, a Bacia Lusitânica (*onshore* e *offshore* raso) e a Bacia de Peniche (*offshore* profundo). A Bacia Lusitânica aflora em grande parte e, por isso, a informação acumulada é muito vasta; já a Bacia de Peniche é apenas conhecida através de algumas poucas linhas sísmicas publicadas (ALVES *et al.*, 2006). Nas linhas sísmicas e respetivas superfícies estratigráficas interpretadas por vários autores, foram efetuadas medições de espessura dos intervalos sísmicos, a partir de estruturas, cuja influência na sedimentação é provável (núcleos de domos salinos, falhas maiores, etc.). Os dados obtidos foram representados e verifica-se que as unidades sísmicas do Cretácico na Bacia Lusitânica são menos afetadas pela migração do sal e pela atividade das falhas do que as equivalentes da Bacia de Peniche, em que é visível o falhamento das paredes das condutas do sal a condicionar fortemente as espessuras das unidades sísmicas. O Jurássico superior da Bacia Lusitânica mostra também uma influência marcada do falhamento e da migração do sal.

A utilização da junção e análise dos refletores sísmicos permite capacitar e melhorar a comparação dos dados e, portanto, interpretar em conjunto tendências geométricas das unidades sísmicas em diferentes bacias e em diferentes intervalos de tempo geológico.

¹ Universidade Privada de Angola; Angola; jose_cumbo@yahoo.com.br

² Dep. Ciências da Terra e Centro de Geociências, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal; penareis@dct.uc.pt

Palavras-chave – Bacia Lusitânica; Bacia de Peniche; Controlo estrutural; Linha sísmica

90

Abstract – *The Atlantic marginal basins in the Portuguese offshore include the Lusitanian Basin and the Peniche Basin. The Lusitanian Basin outcrops and therefore the available information is abundant. The knowledge of the Peniche Basin is limited to some published seismic lines (ALVES et al., 2006). The working method consisted in measuring the thicknesses of the different seismic units with an increasing distance to the structural elements considered to have controlled the sedimentation. The data shows that the Cretaceous units in the Lusitanian Basin seem to be less influenced by the salt and fault activity than the equivalent of the Peniche Basin. On the contrary, in the upper Jurassic in the Lusitanian Basin, units show a stronger control by the structure. In the Peniche Basin, the lower Jurassic units show an evident structural control. The used method allows a better comparison and interpretation of the seismic data.*

Keywords – *Lusitanian Basin; Peniche Basin; Structural control; Seismic line*

1 – Introdução

1.1 – Enquadramento geológico e objetivos

O conjunto das bacias marginais do Atlântico Norte situadas no *onshore* e no *offshore* português inclui, entre outras, a Bacia Lusitânica (*onshore* e *offshore* raso) e a Bacia de Peniche (*offshore* profundo) (Fig. 1). Na margem conjugada norte-americana situam-se no *off-shore* canadiano, as Bacias dos *Grand Banks* (Jeanne D'Arc e Flemish) (vd. PIMENTEL et al., 2007). Todas estas bacias foram geradas na sequência da fragmentação da Pangea no Triásico (PENA DOS REIS & PIMENTEL, 2010).

A Bacia Lusitânica, com alongamento NE-SW, situa-se na fachada ocidental da Península Ibérica, frente ao Oceano Atlântico. Corresponde à uma bacia periatlântica, originada num contexto com influência tetisiana, partilhando, por isso, com ambos os oceanos, alguns dos controlos e características tectonossedimentares. Contém um preenchimento sedimentar com espessuras muito variáveis e superiores a 5 Km nas suas áreas depocêntricas, apresentando um registo desde o Triásico superior até ao Cretácico superior, (PENA DOS REIS & PIMENTEL, 2010). A Bacia de Peniche, cujo registo geológico apenas se conhece por algumas linhas sísmicas, apresenta um conjunto de *semi-grabens* com geometrias de crescimento sintectónico, e está separada da Bacia Lusitânica por um alto de soco conhecido como o Bloco das Berlengas.

No registo mesozóico da Bacia Lusitânica *onshore* identificam-se cinco grandes etapas que possuem uma clara correspondência com fases de estruturação do Atlântico. Estas etapas estão registadas pelas seguintes sequências limitadas por discontinuidades: UBS1 – Triásico superior – Caloviano; UBS2 – Oxfordiano – Berriasiano; UBS3 – Valanginiano – Aptiano inferior; UBS4 – Aptiano superior – Campaniano inferior; UBS5 – Campaniano superior – Maastrichtiano (PENA DOS REIS et al., 1992). Apesar do detalhe acima referido, o conhecimento atualmente existente das bacias da margem portuguesa é muito desigual. Com efeito, se a Bacia Lusitânica aflora em grande parte e, por isso, a informação acumulada é muito vasta, já a Bacia de Peniche é apenas conhecida através de algumas poucas linhas sísmicas publicadas (ALVES et al., 2006), cuja interpretação não pode ainda ser validada, pela inexistência de dados de perfuração.

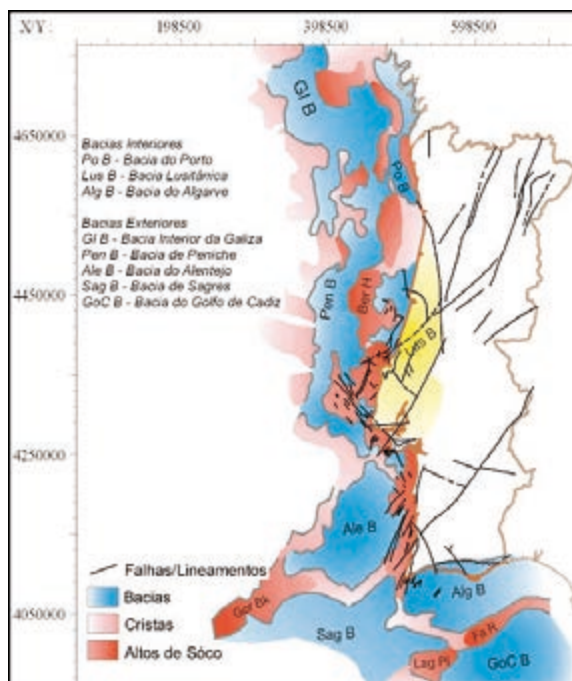


Fig. 1 – Bacias sedimentares do Atlântico relacionadas com a margem atlântica portuguesa (DGEG, 2012).

As unidades sísmicas interpretadas e publicadas mostram configurações bastante contrastadas, tendo em conta as idades admitidas, bem como as distâncias observáveis relativamente a elementos estruturais relevantes, tais como falhas normais e anticlinais, normalmente associados a empolamentos salinos. A relação interpretada com os referidos elementos estruturais permite estimar os episódios durante os quais estes exerceram maior influência durante a acumulação das diferentes unidades sísmicas.

O presente trabalho tem como finalidade documentar, interpretar e discutir aspetos relevantes da estratigrafia sísmica em três áreas selecionadas das Bacias Lusitânica e de Peniche, com recurso à caracterização e discussão dos principais refletores sísmicos e do seu significado no reconhecimento da influência da tectónica na sedimentação e na configuração geométrica das unidades sísmicas estudadas.

1.2 – Metodologia

A análise da estratigrafia sísmica de setores da Bacia Lusitânica e da Bacia de Peniche, fez-se com base em exemplos publicados. Nas linhas sísmicas e respetivas superfícies estratigráficas interpretadas por vários autores, foram efetuadas, em cada unidade sísmica selecionada, medições de espessura em intervalos regulares, a partir de estruturas maiores, cuja influência na sedimentação é tida como provável (núcleos de domos salinos, falhas

maiores, etc.) (CUMBO, 2011). Os dados obtidos foram representados em gráficos cartesianos. Admite-se que, a existir uma relação de contemporaneidade entre os elementos estruturais e a sedimentação das unidades na sua proximidade, essa relação terá expressão nas mudanças de espessura, já que esses elementos estruturais condicionam geralmente o valor da subsidência/soerguimento e, portanto, da acomodação.

2 – Áreas de estudo: bacias lusitânica e de Peniche

A Bacia Lusitânica (Fig. 2) tem cerca de 300 km na direção Norte-Sul e de 150 km na direção Este – Oeste, incluindo a sua parte emersa (AZERÊDO *et al.*, 2003; PENA DOS REIS *et al.*, 2007) e apresenta uma área aproximada de 22.000 Km². É delimitada a Este, pelo fragmento soerguido do soco hercínico, que se designa por Maciço Hespérico, e a Oeste, o limite físico da Bacia Lusitânica é representado pelo *horst* do soco aflorante na Berlenga e Farilhões, o chamado “Bloco das Berlengas” que a separa da Bacia de Peniche (WILSON *et al.*, 1989).

A evolução tectónica da Bacia Lusitânica foi condicionada por falhas que se formaram durante o episódio da fraturação tardivarisca aproximadamente entre os 300 e os 280 Ma. Este episódio tardiorogénico resulta de imposição de regime de cisalhamento direito à microplaca Ibérica nos seus paleolimites E-W setentrional e meridional, dos quais resultariam as falhas de desligamento esquerdo de direção aproximada NNE-SSW a NE-SW (RIBEIRO, 2002). Outras falhas orogénicas variscas de orientação N-S (Falha de Porto-Tomar) e NW-SE foram também importantes na estruturação da Bacia Lusitânica (KULLBERG *et al.*, 2006). Durante o Mesozóico as estruturas com direção NE-SW e NNE-SSW tiveram um comportamento predominantemente distensivo. Todavia, a partir do final do Cretácico, mas principalmente durante a orogenia Bética, a Placa Ibérica sofreu uma deformação compressiva N-S, que teve como principal consequência a progressiva inversão do eixo central da bacia ao longo de falhas oblíquas, soerguendo e exumando, em particular, as espessas séries do Mesozóico (PENA DOS REIS & PIMENTEL, 2006)

Estas orientações estruturais encontram expressão nas bacias em análise e condicionam as configurações resultantes do controlo exercido pelas falhas sinsedimentares através designadamente de geometrias de crescimento nos enchimentos dos blocos subsidentes e das rotas da migração salina.

Para testar e ilustrar o método atrás descrito, selecionaram-se as linhas sísmicas S84 – 23 (*cf* RASMUSSEN *et al.*, 1998), AR5-81 (*cf* ALVES *et al.*, 2003) e a linha E-W na Bacia de Peniche (*cf* ALVES *et al.*, 2006).

2.1 – Análise da linha sísmica S84-23 (Bacia Lusitânica; *offshore* de Figueira da Foz)

Esta linha na Bacia Lusitânica alonga-se segundo a orientação SW-NE na região a sudoeste da Figueira da Foz (Fig. 2; A) e é balizada por três poços no *offshore* raso (Fa-1, 13C-1 e Mo-1).

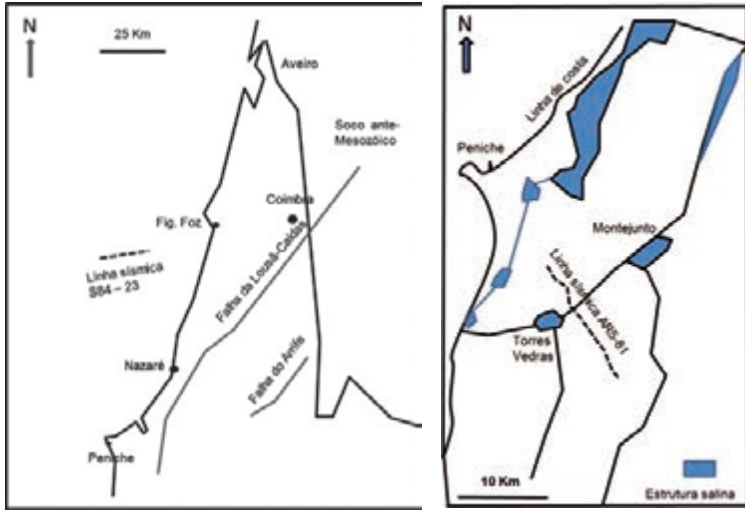


Fig. 2 – Mapas simplificados com a localização das linhas sísmicas da Bacia Lusitânica analisadas neste trabalho; A – Linha S84–23; B – Linha AR5–81.

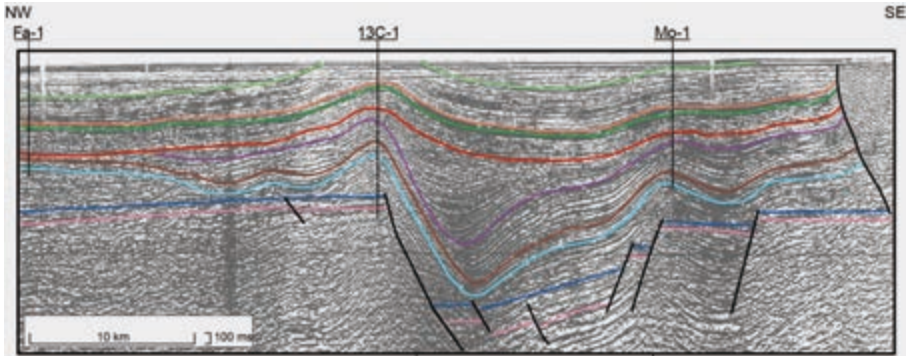


Fig. 3 – Linha sísmica S84–23 (RASMUSSEN *et al.*, 1998). A falha de referência situa-se imediatamente a SE do poço 13C-1.

Tabela 1 – Unidades sísmicas da linha S84–23 e códigos de cores dos respectivos limites estratigráficos (RASMUSSEN *et al.*, 1998).

Unidades Sísmicas	Sinemuriano	Jurássico inferior e médio	Jurássico superior	Cretácico inferior	Cretácico superior
Cores					

A linha sísmica S84–23 (Fig. 3) põe em evidência a existência duma falha importante com orientação provável NW-SE e pendor acentuado para SE, que foi usada como estrutura de controlo das unidades sísmicas reconhecidas, e definindo um semi-*graben* entre os poços 13C-1 e Mo-1.

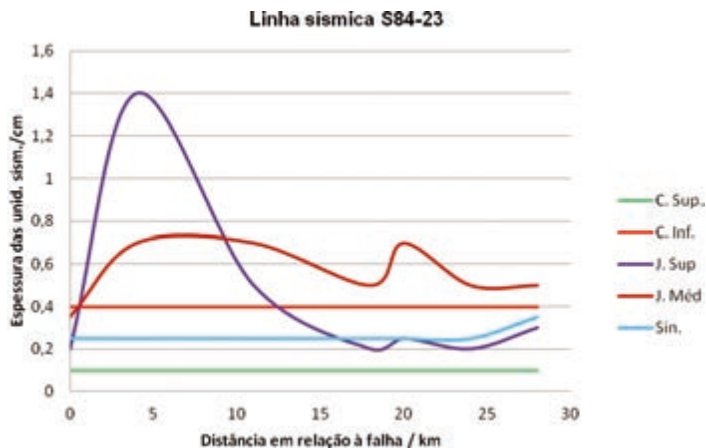


Fig. 4 – Linha sísmica S84–23. Curvas da variação de espessura das unidades sísmicas interpretadas relativamente à falha (0,1 cm=100m).

A análise das figuras 3 e 4 mostra que a unidade sísmica Sinemuriano apresenta pouca variação da sua espessura, não tendo sido significativamente condicionada pela falha de bordo do *graben*. As unidades sísmicas do Jurássico médio e superior evidenciam variações importantes na geometria e na espessura, sugerindo que a atividade sinsedimentar da falha condicionou a acumulação desses sedimentos. Presume-se que estas geometrias estão também relacionadas com a migração de massas salinas, que mostram espessuras bem diferenciadas (notem-se as espessuras abaixo da base de Sinemuriano (Fig. 3), que se presumem relacionadas com as massa salinas da Formação Dagorda). As unidades sísmicas do Cretácico inferior e superior apresentam espessuras invariantes de SE a NW, evidenciando pouca influência do funcionamento das estruturas tectónicas e da migração do sal.

2.2 – Análise da linha sísmica AR5-81 (Bacia Lusitânica; região de Montejunto)

Esta linha localiza-se na região do alinhamento anticlinal Montejunto-Torres Vedras (*onshore* da Bacia Lusitânica), com orientação NW-SE, fazendo a ligação entre as sub-bacias do Bombarral e de Arruda (Fig. 2; B). A estrutura anticlinal observável apresenta uma geometria assimétrica falhada com cavalgamento para NW, evidenciando uma significativa movimentação do sal em profundidade. A interpretação publicada propõe as unidades sísmicas descritas na tabela 2.

A secção sísmica da linha AR5-81 (Fig. 5) mostra que as unidades sísmicas, em ambos os lados do anticlinal e todas do Jurássico superior, apresentam estruturas de crescimento e afilamento como resultado da influência conjugada da movimentação da falha principal e da migração salina associada.

Tabela 2 – Unidades sísmicas da linha AR5-81 (cf. ALVES *et al.*, 2003).

Unidades Sísmicas	Posição Estratigráfica
A4	Kimeridgiano inferior
A3	Limite do Oxfordiano-Kimeridgiano
A2	Oxfordiano superior
A1	Oxfordiano inferior a médio

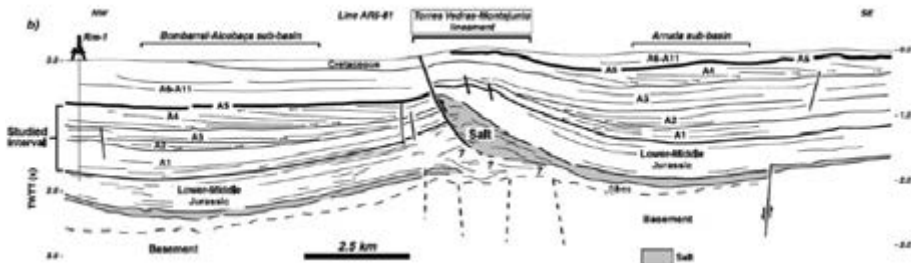


Fig. 5 – Interpretação da linha AR5-81, adquirida sobre o anticlinal de Montejuento (cf. ALVES *et al.*, 2003) (TWT em milissegundos).

Nota-se que as unidades sísmicas A1 a A4 são geometricamente influenciadas pela atividade coeva da falha e presumivelmente da migração salina, o que se traduz em espessuras muito diminutas junto ao anticlinal e à falha, mas que aumentam gradualmente com a distância a estas estruturas (Fig. 6). Duma forma geral, o comportamento das unidades é similar em ambos os flancos analisados, embora no flanco NW (esquerdo) se possa verificar que a unidade A2 não apresenta registo junto da falha (Fig. 6). Este facto permite supor um levantamento assimétrico mais significativo para NW, criando uma geometria de *offlap* no intervalo entre as unidades A1 e A2, indiciadora dum empolamento mais intenso que o processo de acumulação.



Fig. 6 – Variações de espessura/distância da linha sísmica AR5-81. O anticlinal associado à falha marcada funciona como estrutura de referência (1ms=1cm).

2.3 – Análise da linha sísmica E-W; Bacia de Peniche

96

A Fig. 7 apresenta a localização e orientação da linha sísmica analisada nesta bacia. A orientação E-W interceta as estruturas dominantes do soco, alinhadas, quer de acordo com NE-SW, quer com NW-SE. A interpretação da linha proposta (ALVES *et al.*, 2006) define um conjunto de unidades, cujas idades estão apresentadas na tabela 3.

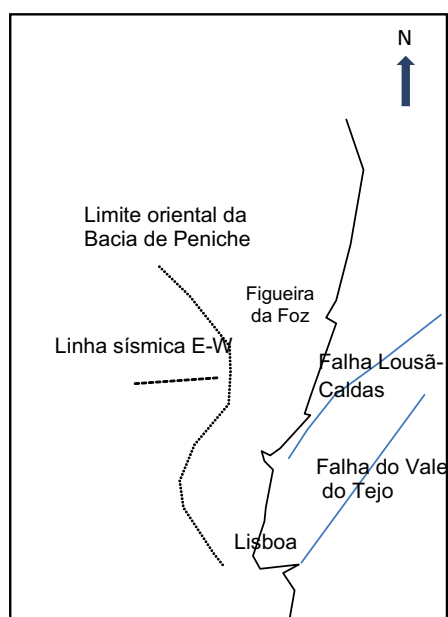


Fig. 7 – Localização da linha sísmica da Bacia de Peniche.

Tabela 3 – Unidades sísmicas interpretadas na linha E-W da Bacia de Peniche (*cf.* Fig. 7) (ALVES, *et al.*, 2006).

Unidades Sísmicas	Posição Estratigráfica
C3	Miocénico inferior e médio
C2	Eocénico médio
K3/C1	Limite entre Cenomaniano e Turoniano
K2	Aptiano-Albiano
K1	Berriasiano precoce a Valanginiano
J3	Oxfordiano inferior
J2	Sinemuriano
T/J1	Triásico

A geometria dos refletores desta linha sísmica (Figs. 8 e 9; a variação das suas espessuras, que aumentam e diminuem relativamente às posições estruturais, gerando picos

muito bem definidos) indica que as unidades sísmicas T/J1, J2, e K1 foram fortemente afetadas pelas falhas que apresentam movimentação sindeposicional. As unidades sísmicas K2, K3/C1 e C2 mostram, pelo contrário, uma reduzida influência das estruturas ativas, apresentando variações pouco significativas nas suas espessuras.

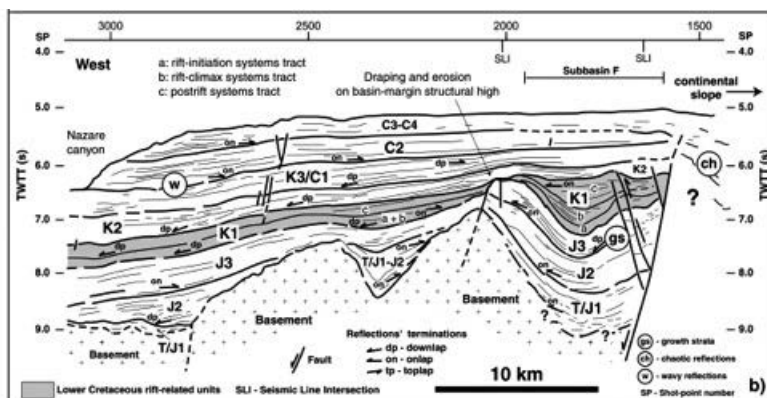


Fig. 8 – Perfil sísmico e a sua interpretação de Este – Oeste, no sector ibérico da Bacia de Peniche (ALVES *et al.*, 2006).

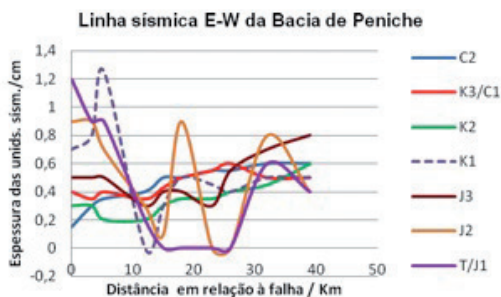


Fig. 9 – Variações de espessura/distância da linha sísmica E-W na Bacia de Peniche. Sublinha-se a configuração da curva do Jurássico inferior J2, que evidencia grande controlo por parte dos elementos estruturais (1cm = 1s TWT).

A não interpretação de evidências de acumulação e movimentação do sal nesta linha sísmica (Fig. 8) permite atribuir, apenas ao funcionamento das falhas, a configuração geométrica das unidades sísmicas identificadas.

Os refletores das linhas sísmicas do Jurássico superior da Bacia Lusitânica, contrariamente aos refletores do Jurássico inferior e médio, apresentam-se com picos muito marcantes de variação de espessuras. Pelas evidentes geometrias de crescimento visíveis, nas Figs. 3 e 5, presume-se que a atividade tectónica coeva tenha ocorrido de forma

intensa e com a conseqüente migração do sal, dando lugar a geometrias *onlap* e *toplap* bem marcadas.

Para a Bacia de Peniche (Figs. 8 e 9), as unidades do Jurássico apresentam igualmente fortes indícios da influência das condicionantes tectônicas, de que são exemplos os refletores com picos muito expressivos (J2 e J3) (cf. ALVES *et al.*, 2006). Todavia, a unidade J2 apresenta um comportamento “anômalo”, aparentando uma geometria sin-rifte.

Durante o Cretácico inferior a sedimentação na Bacia de Peniche continua a ser controlada pela atividade estrutural (cf. ALVES *et al.*, 2006), apresentando-se com picos de espessura muito marcantes (Fig. 10), contrariamente ao que acontece no Cretácico inferior da Bacia Lusitânica (Fig. 4). Os elementos geométricos discutidos previamente nas duas bacias consideradas e nos casos de estudo selecionados, apresentam evidências diretas de dependência das variáveis tectônicas e, em alguns casos, da tectónica salina. Todavia, em interpretações de maior detalhe e na construção de modelos mais documentados, deve relevar-se a importância da reestruturação tardia ocorrida ao longo dos vários episódios de inversão do Cretácico superior e do Terciário.



Fig. 10 – Curvas de espessura das unidades sísmicas da Bacia de Peniche (linha E-W cf. Fig. 8) durante o Cretácico inferior (K1) e o Cretácico superior (K2) (1cm = 1s TWTT).

3 – Conclusões

1 – A comparação da configuração geométrica de várias unidades sísmicas interpretadas em linhas publicadas das Bacias Lusitânica e da Bacia de Peniche permite exprimir, com maior ênfase gráfico, a provável relação existente entre as várias etapas sedimentares e o controlo exercido pela tectónica coeva seja frágil ou salina.

2 – O Jurássico inferior da Bacia Lusitânica apresenta pouca evidência de controlo estrutural, contrariamente ao que acontece com as unidades do Jurássico inferior e médio da Bacia de Peniche. Todavia, as unidades sísmicas do Jurássico médio e superior evidenciam variações importantes na geometria e na espessura, sugerindo controlo por tectónica sinsedimentar

3 – As unidades sísmicas do Cretácico inferior e superior da Bacia Lusitânica apresentam espessuras invariantes de SE a NW, evidenciando pouca influência do funcionamento das estruturas tectónicas e da migração do sal. Ao mesmo tempo, na Bacia de Peniche, durante

o Cretácico inferior, a sedimentação continua a ser controlada pela atividade estrutural (*cf.* ALVES *et al.*, 2006), apresentando-se com picos de espessura muito marcantes

4 – Na Bacia de Peniche, as unidades sísmicas T/J1 (Trias-Jurássico inferior), J2 (Jurássico superior), e K1 (Cretácico inferior) foram fortemente afetadas pelas falhas que apresentam movimentação sindeposicional. As unidades sísmicas K2 (Cretácico superior), K3/C1 (Limite entre Cenomaniano e Turoniano) e C2 (Eocénico médio) mostram, pelo contrário, uma reduzida influência das estruturas ativas.

Referências Bibliográficas

- ALVES, T. M., MANUPPELLA, G., GAWTHORPE, R. L., HUNT, D. W. & MONTEIRO, J. H. (2003) – The depositional evolution of diapir and fault-bounded Rift basins: examples from the Lusitanian Basin of West Iberia. *Sedimentary Geology*, 162, p. 273-303.
- ALVES, T. M., MOITA, C., SANDNES, F., CUNHA, T., MONTEIRO, J. H. & PINHEIRO, L. M. (2006) – Mesozoic–Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin. *AAPG Bulletin*, 90, p. 31-60.
- AZERÊDO, A. C., DUARTE, L. V., HENRIQUES, M. H. & MANUPPELLA, G. (2003) – Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e médio. *Cadernos de Geologia de Portugal*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, p. 8-22.
- CUMBO, J. M. (2011) – Estratigrafia e Interpretação Geológica de Reflectores Sísmicos do Sector Central da Bacia Lusitânica e na Bacia de Peniche (Portugal). Tese de Mestrado da Universidade de Coimbra (não publicada), 56 p.
- DGEG (2012) – http://www.dgge.pt/dpep/pt/geology_pt.htm (consultado em 10 de Março de 2012)
- KULLBERG, J. C., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., TERRINHA, P., REY, J., CALLAPEZ, P. & MARTINS, L. (2006) – A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora, p. 317-368.
- PENA DOS REIS, R. & PIMENTEL N. (2006) – Curso de Campo na Bacia Lusitânica (Portugal), Roteiro. Coimbra, 88 p. (1ª edição).
- PENA DOS REIS, R. & PIMENTEL, N. (2010) – IV Curso de Campo na Bacia Lusitânica (Portugal), Roteiro. Coimbra, 91p. (4ª edição).
- PENA DOS REIS, R., CORROCHANO, A., BERNARDES, C., PROENÇA CUNHA, P. & DINIS, J. L. (1992) – O Meso-Cenozóico da margem atlântica portuguesa. Guias de las excursiones geológicas – III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Ed. Universidad de Salamanca, p. 115-138.
- PENA DOS REIS, R., PIMENTEL, N. & GARCIA, A. (2007) – Curso de Campo na Bacia Lusitânica (Portugal), Roteiro. Coimbra, 154.p. (2ª edição)
- PIMENTEL, N., PENA DOS REIS, R., & GARCIA, A. (2007) – The Lusitanian Basin (Portugal) and its north-american counterparts. Abstracts 1st MAPG Conference, Marrakesh, 59 p.
- RASMUSSEN, E. S., LOMHOLT, S., ANDERSEN, C. & VEJBÆK, O. V. (1998) – Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*. 300, p. 199-225.
- RIBEIRO, A. (2002) – Soft plate and impact tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 324 p.
- WILSON, R. C. L., HISCOTT, R. N., WILLIS, M. G. & GRADSTEIN, F. M. (1989) – The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic, and subsidence History. In: Tankard, A. J. & Balkwill, H. R. (eds.). *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*, AAPG. Mem., Tulsa, 46, p. 341-361.

(Página deixada propositadamente em branco)

O GRABEN DE PALESTINA (BACIA DO ARARIPE, NE BRASIL): ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

THE PALESTINA GRABEN (ARARIPE BASIN, NE BRAZIL): STRATIGRAPHIC ANALYSIS

F. M. C. Cardoso¹, E. F. Jardim de Sá²,
C. M. S. Scherer³ & V. C. Córdoba²

Resumo – O *Graben* de Palestina faz parte do conjunto de *Grabens* assimétricos com orientação NE-SW a ENE, na porção leste da Bacia do Araripe. A estratigrafia neste domínio é representada por três tectonossequências distintas, sendo que as duas primeiras fazem parte de um contexto precedente ao rifte eocretáceo, que moldou a margem continental leste brasileira. A Tectonossequência da Sinéclise Paleozóica corresponde à Formação Mauriti, relacionada a um sistema fluvial entrelaçado. A Tectonossequência Jurássica, representada pela Formação Brejo Santo, foi originada numa planície de inundação distal de canais fluviais efêmeros. A Tectonossequência Rifte inclui: (i) a secção inferior da Formação Missão Velha, associada a um sistema fluvial entrelaçado a meandrante grosso, numa etapa inicial o rifte; (ii) a secção superior da Formação Missão Velha, separada da anterior por uma importante discordância e relacionada a um sistema fluvial entrelaçado; e (iii) a Formação Abaiara, representando o clímax do rifte e originada por um sistema deltaico alimentado por um sistema fluvial meandrante.

Palavras-chave – Bacia do Araripe; NE Brasil; Fácies sedimentares

¹ Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica e Laboratório de Geologia e Geofísica de Petróleo/ Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brasil. Atualmente no Centro de Geociências, Ciências da Terra FCTUC, Universidade de Coimbra, Portugal; fatima.cardoso18@hotmail.com

² Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica e Laboratório de Geologia e Geofísica de Petróleo/ Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Brasil; emanuel@ccet.ufrn.br; valeria.geo@ufrnet.br

³ Programa de Pós-Graduação e Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil; claiton.scherer@ufrgs.br

Abstract – *The Palestina Graben is one of the NE-trending asymmetric Grabens of the Araripe Basin, in the eastern portion of the Araripe Basin. The stratigraphy in this domain comprises three distinct tectonosequences, the older two preceding the Eocretaceous rifting that developed the Eastern Brazilian margin. The Paleozoic Synclise Tectonosequence corresponds to Mauriti Formation, related to a braided fluvial system. The Jurassic Tectonosequence, represented by the Brejo Santo Formation, was originated in a distal floodplain of ephemeral fluvial channels. The Rift Tectonosequence comprises: (i) the lower section of the Missão Velha Formation, associated to a braided to meandering fluvial system during an early rifting stage; (ii) the upper section of the Missão Velha Formation, separated from the former one by a major unconformity and related to a braided fluvial system; and (iii) the Abaiara Formation, representing the rift climax and originated by a deltaic system fed by a meandering fluvial system.*

Keywords – *Araripe Basin; NE Brazil; Sedimentary facies*

1 – Introdução

O *Graben* de Palestina compõe o conjunto de depocentros com orientação NE-SW a ENE, da Bacia do Araripe. Esta bacia foi implantada nos terrenos pré-cambrianos da Zona Transversal (Província Borborema, Nordeste do Brasil), imediatamente a sul do Lineamento Patos. A mesma faz parte da província das Bacias Interiores do Nordeste, relacionadas à fragmentação do supercontinente Gondwana e abertura do Atlântico Sul (Fig. 1).

Como parte de um projeto financiado pela PETROBRAS/ANP, foi realizada uma análise estratigráfica desta área (CARDOSO, 2010), objeto desta contribuição.

2 – Análise estratigráfica

A Bacia do Araripe é composta por várias unidades litoestratigráficas. A área do presente trabalho abrange somente as rochas pertencentes às formações Mauriti, Brejo Santo, Missão Velha (secções inferior e superior) e Abaiara, as quais correspondem às tectonossequências da Sinéclise Paleozóica, Jurássica (contexto tectônico ainda impreciso) e do Rifte neocomiano. Na Fig. 2 são ilustrados os estágios tectônicos, tectonossequências, tratos de sistemas e unidades litoestratigráficas equivalentes, além das discordâncias envolvidas. No que diz respeito à Tectonossequência Rifte, a mesma foi dividida nos tratos de sistemas tectônicos (TST) de Início de Rifte e de Clímax de Rifte.

Visando caracterizar cada uma das unidades estratigráficas, para compreender melhor o cenário deposicional e a evolução estratigráfica desde o Paleozoico até o Neocomiano, os estudos envolveram a definição das fácies sedimentares, o estabelecimento dos elementos arquiteturais e a interpretação dos sistemas deposicionais. As interpretações levaram em consideração a proposta de MIALL (1996) para a classificação de fácies fluviais (ver legenda da Fig. 3).

Nos itens que se seguem é feita uma abordagem sobre o contexto deposicional concebido para cada tectonossequência (e formações associadas), com base nas fácies deposicionais e elementos arquiteturais interpretados.

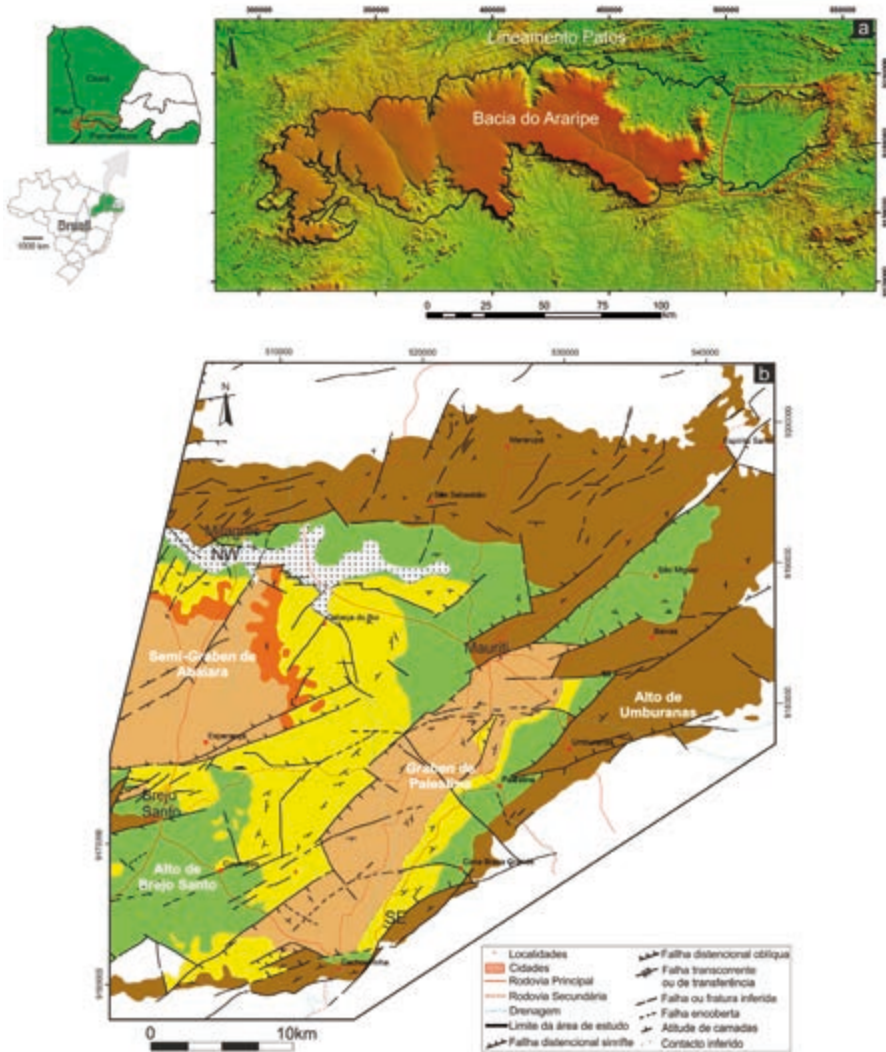


Fig. 1 – a) Mapa de localização da Bacia do Araripe, NE do Brasil; b) Distribuição das tectonossequências da Sinéclise Paleozóica, Jurássica e Rife na porção leste da bacia. O mapa foi elaborado como parte do Projeto Bacias Interiores, e a sua legenda pode ser consultada na Fig. 2.

2.1 – A Tectonossequência da Sinéclise Paleozóica

Esta sequência corresponde litoestratigraficamente à Formação Mauriti, a qual representa a unidade basal da coluna estratigráfica da Bacia do Araripe, assentando diretamente em não conformidade sobre o embasamento pré-cambriano. A mesma corresponde a um contexto de sinéclise paleozóica, provavelmente incluindo outras unidades sobrepostas, posteriormente erodidas no intervalo pré-Juro-Triássico.

Cronoestratigrafia			Litoestratigrafia		Estratigrafia Genética			
Período	Série	Andar	Simbologia	Unidade	Discordâncias	Tectonossequências		
Cretáceo	Neocomiano	Hauteriviense	[Cores: Branco, Verde, Amarelo, Laranja, Marrom]	Formação Abalara	Pré-Alagoas	Rifte 3		
		Rio da Serra					Climax	
		Valanginiense						Rifte 2
		Berriasiense						
Jurássico	Superior	Tithoniense	[Cores: Verde, Amarelo, Branco]	Formação Brejo Santo	Jurássica	Jurássica	Sinéclise? Rifte?	
		Dom Jolo	[Cores: Verde, Amarelo, Branco]		Jurássica ?			
		Kimmeridgiense	[Cores: Verde, Amarelo, Branco]		Jurássica ?			
Jurássico-Triássico			[Cores: Verde, Amarelo, Branco]		Jurássica ?			
Siluriano-Devoniano			[Cores: Verde, Amarelo, Branco]	Formação Mauriti		Paleozóica	Sinéclise	
Pré-Cambriano			[Cores: Verde, Amarelo, Branco]	Embasamento		Pré-Siluriana		

Fig. 2 – Coluna estratigráfica simplificada, ilustrando as unidades litoestratigráficas, discordâncias e tectonossequências reconhecidas na área de estudo. A distribuição das unidades é ilustrada na Fig. 1.

A Formação Mauriti é caracterizada predominantemente por arenitos quartzosos e/ou feldspáticos, e níveis conglomeráticos associados. Tais litótipos apresentam cores claras, variando de bege, cinza, rosa a verde; o tom esverdeado, segundo FEITOSA (1987 *in* ASSINE, 2007), deve-se à presença do mineral paligorskita. Os arenitos, na sua maioria, exibem estratificações cruzadas e mostram-se bem silicificados, o que facilita a sua preservação e a formação de relevos em cuesta.

Em termos de estruturas sedimentares, os arenitos desta unidade exibem estratificações cruzadas acanaladas e, subordinadamente, tabulares planares, ambas de médio a grande porte, dispostas em estratos com espessura decimétrica a métrica. Tais litótipos enquadram-se nas fácies Aa e Ap, respetivamente; de forma local, podem ocorrer arenitos maciços.

Observa-se que os estratos exibem comumente gradação normal, iniciando com um nível conglomerático na base e culminando com arenitos médios no topo. Observa-se

também que os estratos ocorrem de forma amalgamada e que inexistem, ou são restritos, níveis pelíticos. Com base nestes aspetos é possível inferir que os níveis conglomeráticos correspondem a *lags* residuais de fundo de canal e que o conjunto de estratos representa barras fluviais amalgamadas, provavelmente dos tipos transversal e longitudinal, constituindo portanto elementos arquiteturais de preenchimento de canal fluvial. A ausência de níveis pelíticos e a granulometria mais grossa permite, em primeira análise, afirmar tratar-se de um sistema fluvial entrelaçado. O sentido preferencial das paleocorrentes é para N/NE.

2.2 – A Tectonossequência Jurássica

Esta tectonossequência é formada exclusivamente pelos litótipos da Formação Brejo Santo, interpretados na literatura (e.g. ASSINE, 2007) como parte de um contexto de sinéclise, precedente ou no estágio inicial do rifteamento neocomiano (pertencente ao Trato de Sistemas Tectónico de Início do Rife).

A Formação Brejo Santo é separada da Formação Mauriti por uma importante discordância erosiva, caracterizada em diferentes localidades. Litologicamente, esta formação caracteriza-se pelos folhelhos em tons avermelhados ou arroxeados, apresentando ainda níveis esverdeados ou esbranquiçados, tonalidades também observadas como manchas no interior da rocha, resultantes de processos de pedogênese. Tais litótipos são enquadrados na litofácies Pm. Em alguns afloramentos ocorrem arenitos de cor creme, finos a médios, feldspáticos e, por vezes, micáceos, bem selecionados, com estratificação incipiente, que se intercalam com os folhelhos, sendo correlacionados às fácies Am e Amo; de forma bastante localizada, foram observados arenitos com estratificações cruzadas acanaladas, correlacionados à fácies Aa.

A presença da fácies Pm indica um ambiente deposicional com condições de baixa energia, que possibilitou a deposição dos sedimentos por decantação. A associação das fácies Pm, Amo e Am permitiu interpretar que o cenário deposicional da Formação Brejo Santo seria representado por planícies de inundações distais, alimentadas por canais fluviais efêmeros. Embora com dados comparativamente restritos, o sentido preferencial das paleocorrentes é para sul.

2.3 – A Tectonossequência Rife

Esta tectonossequência engloba formações Missão Velha e Abaiara. A secção inferior da Formação Missão Velha está sobreposta à Formação Brejo Santo em contato brusco, caracterizado como uma discordância. Na terminação SW do *Graben* de Palestina, a erosão associada a esta discordância deve ser a responsável pela ausência da Formação Brejo Santo nesse local; neste caso, os arenitos Missão Velha capeiam diretamente a Formação Mauriti.

Este intervalo é constituído principalmente por arenitos médios a muito grossos, moderadamente a bem selecionados, de cores claras, por vezes com tons creme a amarelados, os quais foram associados à fácies Aa. Subordinadamente, ocorrem arenitos muito finos a finos, com estratificação cruzada tabular planar. De forma mais rara, podem ser encontrados

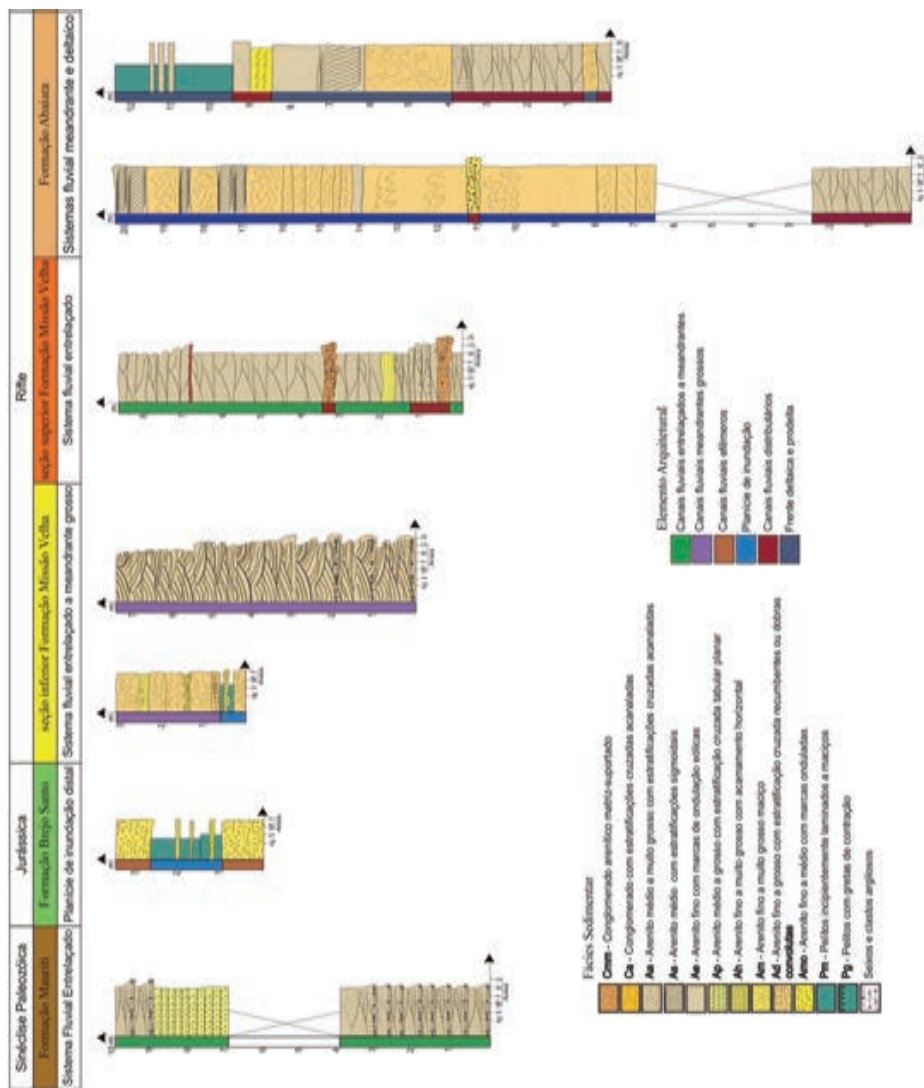


Fig. 3 – Secções colunares referentes às várias formações representadas na área de estudo e as respetivas fácies sedimentares.

arenitos com estratificação planoparalela e arenitos cuja estratificação não é visível ou encontra-se deformada, enquadrados nas fácies Am e Ad, respetivamente.

Em vários afloramentos foram observadas intercalações de pelitos nos arenitos acima descritos, bem como alguns níveis de conglomerados com seixos de feldspatos, quartzo e argilitos. É comum encontrar troncos e fragmentos de madeira silicificada, de várias dimensões, atribuídos à conífera *Dadoxylonbenderi* (citados em trabalhos de BRITO, 1987 *in* ASSINE, 1992, 2007).

As fácies areníticas e conglomeráticas descritas anteriormente compõem estratos com gradação normal os quais, quando empilhados verticalmente, formam ciclos com afinamento textural para o topo. A associação destas fácies permite inferir que as mesmas representam elementos arquiteturais de canais fluviais entrelaçados a meandantes grossos, arenosos e cascalhosos. Os níveis de conglomerados presentes na base de alguns dos estratos podem ser relacionados a *lags* residuais de fundo de canal. Por sua vez, níveis pelíticos relacionados à fácies Pm, que ocorrem por vezes intercalados aos estratos das fácies areníticas, podem ser interpretados como depósitos de planície de inundação. Ainda é possível inferir que, dado à presença de troncos de madeira fossilizados, as porções de cabeceira destes rios deviam ser cobertas por extensas florestas de coníferas, situadas mais a N/NW (DA ROSA & GARCIA, 1995, 2000; GARCIA *et al.*, 2005; ASSINE, 2007), como indica o sentido preferencial das paleocorrentes, para S/SE.

A base da secção superior da Formação Missão Velha é limitada por uma importante discordância erosional, marcada por uma superfície bastante irregular, sobre a qual se dispõe um nível de conglomerado maciço. Na região de Abaiara, este conglomerado, relacionado à fácies Cmm, é composto por blocos de arenitos, troncos de madeira fóssil retrabalhados e clastos arenosos e argilosos, além de seixos de quartzo e de rochas do embasamento, conforme ilustrado no trabalho de AQUINO (2009).

Na área abordada neste trabalho, esta secção tem uma distribuição mais restrita. Remanescentes do conglomerado basal, bem característico, foram observados no alto que bordeja, a oeste, o *Graben* de Palestina, sobrepostos aos arenitos da secção inferior desta formação. Outra ocorrência significativa é observada nos arredores da Vila de Palestina, bem como na borda oriental (rampa direcional) do *Semi-Graben* de Abaiara-Jenipapeiro.

Esta secção é constituída por arenitos predominantemente médios a grossos, que exibem estratificações cruzadas acanaladas que se enquadra nas fácies Aa. Associados aos arenitos ocorrem níveis de conglomerados maciços, com grânulos de quartzo e clastos argilosos, relacionados à fácies Cmm. De forma mais localizada ainda ocorrem arenitos maciços ou incipientemente estratificados, relacionados às fácies Am e Ah.

Os arenitos da fácies Aa estão dispostos em estratos amalgamados, com gradação normal, que juntamente com níveis de conglomerados da fácies Cmm compõem ciclos de afinamento textural para o topo; eventualmente, compondo a porção mediana desses ciclos, ocorrem estratos com arenitos da fácies Ah. A ocorrência desta associação de fácies e o tipo de ciclo gerado permite inferir que a mesma representa depósitos arenosos e cascalhosos de preenchimento de canais fluviais. A presença da fácies Ah, embora de forma bastante localizada, indica um aumento na energia do fluxo trativo, que pode mudar momentaneamente durante a deposição para um fluxo torrencial.

A presença de depósitos de preenchimento de canais fluviais, com níveis gerados por fluxos torrenciais e a ausência de depósitos de planície de inundação, permitem inferir que

as rochas que integram a secção superior da Formação Missão Velha tenham sido geradas a partir de um sistema fluvial de estilo entrelaçado. Com relação ao sistema deposicional vigente durante a deposição da secção inferior desta formação, o sistema fluvial interpretado para a secção superior se estabeleceu em condições de mais alta energia e seus rios, de acordo com as paleocorrentes, passaram a correr predominantemente para SW, quando antes, na época da deposição da secção inferior, corriam para S e SE.

A Formação Abaiara, a unidade mais jovem da Tectonossequência Rifte, separa-se da anterior (a secção superior da Formação Missão Velha) por uma discordância erosional interna a essa tectonossequência, evidenciada em corte de ferrovia imediatamente a oeste da área na Fig. 1 (AQUINO, 2009).

Esta unidade é composta por uma sucessão de rochas pelíticas intercaladas com arenitos. Os pelitos apresentam normalmente cor vermelha, mas pontualmente podem ser encontrados pelitos com tons escuros, indicando alto teor de matéria orgânica. Tais pelitos são maciços o que os enquadra na fácies Pm. Por vezes, estes pelitos apresentam gretas de contração (fácies Pmg). Os arenitos, de coloração bege a cinza, são normalmente finos a médios, bem selecionados, em alguns casos incluindo níveis conglomeráticos com grânulos de quartzo e feldspatos. Quanto às estruturas sedimentares, tais arenitos mostram-se maciços, fluidizados ou apresentam estratificações cruzadas acanaladas e, localmente, estratificações cruzadas sigmoidais, o que permite enquadrá-los nas fácies Am, Ad, Aa e As, respetivamente. Foram também observados, de forma local, arenitos com marcas onduladas eólicas, associadas à fácies Ae.

As fácies descritas para esta formação se associam de forma a compor quatro associações de fácies distintas: (1) Associação de canais fluviais meandantes, (2) Associação de planície de inundação, (3) Associação de canais fluviais distributários e (4) Associação de frente deltaica e prodelta.

A primeira associação é caracterizada pela ocorrência de estratos amalgamados, formados por arenitos médios a grossos, maciços, ou com estratificações cruzadas, predominantemente acanaladas (fácies Aa e Am). A presença de intervalos formados por estratos de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas, ou maciços, que evoluem para intervalos relacionados à associação de planície de inundação, constituída predominantemente por estratos pelíticos, permite interpretar esta associação como representativa de depósitos de preenchimento de canais fluviais meandantes, caracterizados por barras em pontal. Por vezes, observa-se a presença de estruturas sedimentares diagnósticas da ação eólica, como laminações transladantes de marcas onduladas eólicas, o que permite interpretar que localmente as barras em pontal foram retrabalhadas pelo vento.

A segunda associação, de planície de inundação, é representada dominantemente por pelitos, por vezes, com gretas de contração, intercalados com arenitos finos maciços ou incipientemente estratificados. Esta associação é interpretada como formada por depósitos finos, produto da deposição por decantação, e por camadas tabulares e delgadas de arenitos que representam depósitos de transbordamento, relacionados a um sistema fluvial meandrante arenoso.

A terceira associação, de canais fluviais distributários, é caracterizada pela ocorrência de estratos amalgamados, com graduação normal, de arenitos médios com estratificações cruzadas acanaladas. Tais características permitem inferir inicialmente que tal associação corresponda a depósitos fluviais. A ocorrência da mesma, juntamente com a associação de frente deltaica e prodelta, possibilita concluir que tais depósitos fluviais correspondem a

canais fluviais distributários que compõem, juntamente com as baías interdistributárias (não individualizadas neste estudo), uma região de planície deltaica.

A associação de frente deltaica e prodelta diferencia-se das demais por compor sucessões de arenitos médios com abundantes estruturas deformacionais, notadamente convolutas (fácies Ad), além de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas e sigmoidais (fácies Aa e As); pelitos e arenitos finos maciços (fácies Pm e Am) ocorrem associados. Apesar de não terem sido observadas sucessões com engrossamento textural para o topo, critério diagnóstico dos depósitos de frente deltaica, a presença frequente de estruturas deformacionais permite interpretar tais depósitos como barras de desembocadura e distais associadas a lamas de prodelta. Tais associações caracterizam assim um sistema deltaico, provavelmente dominado por processos fluviais.

Deste modo, o cenário deposicional idealizado para a Formação Abaiara inclui, nas porções mais distais, um sistema deltaico individualizado em suas porções de planície deltaica, bem caracterizada pelos depósitos de canais fluviais distributários, e as de frente deltaica e prodelta. Alimentando este sistema deltaico e ocorrendo mais a montante ocorre um sistema fluvial de carga arenosa e estilo meandrante.

3 – Considerações finais

Em relação à estratigrafia, as diversas unidades presentes na área foram caracterizadas a nível litofaciológico, e enquadradas em três tectonossequências.

A Tectonossequência da Sinéclise Paleozóica é constituída pela Formação Mauriti, a qual representa a unidade basal da coluna estratigráfica da Bacia do Araripe. Considera-se que esta unidade seja remanescente de uma sucessão que deveria incluir outras unidades, a exemplo daquelas encontradas na secção eopaleozóica da Bacia do Parnaíba.

A Tectonossequência Jurássica é composta exclusivamente pela Formação Brejo Santo, e separa-se da anterior por uma discordância erosiva. Esta formação, de idade neojurássica/Andar Dom João, ou mais antiga (Juro-Triássica, sendo que esta segunda possibilidade é levantada pelas relações entre uma unidade similar com diques básicos datados na região de Lavras da Mangabeira). Além da sua idade, encontram-se em aberto questões com respeito a seu contexto tectônico: uma sinéclise pré-rifte ou depósitos iniciais do rifte neocomiano?

A Tectonossequência Rifte é composta pelas Formações Missão Velha e Abaiara. Sobreposta à Formação Brejo Santo através da discordância designada de Pré-Rio da Serra, ocorre a secção inferior da Formação Missão Velha. Em relação à Tectonossequência Jurássica, esta secção inferior denuncia o rejuvenescimento do relevo no entorno dos depocentros neocomianos em desenvolvimento, correspondendo ao Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte.

O Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte ocorre basicamente restrito aos depocentros neocomianos. O mesmo é composto, na sua porção inferior, pela secção superior da Formação Missão Velha. Na base desta secção é definida uma importante discordância erosional, designada de intra-Rio da Serra I. O clímax do rifte é também representado pela Formação Abaiara, a qual consiste em intercalações de arenitos com folhelhos cinzas, vermelhos e verdes, comumente fluidizados; sua base corresponde à discordância intra-Rio da Serra II.

Referências Bibliográficas

110

- AQUINO, M. M. (2009) – A formação Abaiara e o Arcabouço Tectonoestratigráfico da Região de Abaiara-Brejo Santo, Bacia do Araripe, NE do Brasil. Monografia de Graduação, Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- ASSINE, M. L. (1992) – Análise Estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 22, p. 289-300.
- ASSINE, M. L. (2007) – Bacia do Araripe. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 15, 3p. 71-389.
- CARDOSO, F. M. C. (2010) – O *Graben* de Palestina: Contribuição à Estratigrafia e Estrutura do Estágio Rife na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- DA ROSA, A. A. S. & GARCIA, A. J. V (1995) – Reanálise da sequência continental pré-rife na margem norte da Depressão Afro-Brasileira. Geociências, USP, 14, p. 105-120.
- DA ROSA, A. A. S. & GARCIA, A. J. V. (2000) – Palaeobiogeographic aspects of northeast Brazilian basins during the Berriasian before the break up of Gondwana. Cretaceous Res., 21, p. 221-239.
- GARCIA, A. J. V., DA ROSA, A. A. S. & GOLDBERG, K. (2005) – Paleoenvironmental and paleoclimatic control on early diagenetic processes and fossil record in Cretaceous continental sandstones of Brazil. Jour. of South American Earth Sciences, 19, p. 243-258.
- MIALL, A. D. (1996) – The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology, Berlin, Springer-Verlag, 586 p.

EVOLUÇÃO DOS TRATOS DE SISTEMAS
CONTINENTAIS NEOCRETÁCEOS DA PORÇÃO
SUDESTE DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA

NEOCRETACEOUS CONTINENTAL SYSTEMS
TRACTS EVOLUTION OF SOUTHEAST
SOUTH AMERICAN PLATE

A. Batezelli¹

Resumo – Com o término das manifestações vulcânicas eocretáceas (133 Ma), a porção Sudeste da Placa Sul-americana passou por um processo de reestruturação tectônica gerando bacias que abrigaram sequências sedimentares continentais. Os eventos tectônicos responsáveis pelo acúmulo dessas sequências podem ser divididos em duas fases principais. A primeira fase está relacionada à formação da Bacia Caiuá, enquanto que a segunda, é marcada pela Bacia Bauru. Análises sedimentológicas e estratigráficas mostraram que a Bacia Caiuá (Eocretáceo) foi caracterizada por uma depressão cujo depocentro estaria localizado na porção mais ao sul da placa Sulamericana, no estado do Paraná. Nessa época, o clima era árido, atestado por uma sedimentação eólica. A Bacia Bauru, gerada no Neocretáceo, apresenta depocentro situado entre o oeste de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais, abrigo de depósitos lacustres rasos e aluviais de clima árido a semi-árido, com características sedimentológicas e paleopedológicas sugestivas de condições climáticas mais úmidas. Através da análise estratigráfica, baseada em poços e afloramentos, associados aos estudos petrográficos, foram identificadas duas superfícies que registram importantes mudanças nas condições tectônicas e paleoambientais da Bacia Bauru. A primeira, relacionada com a origem da Bacia Bauru no Cretáceo Superior, marca a reestruturação tectônica pela qual a porção sudeste da Placa Sul-Americana foi submetida. Esta superfície separa o trato de sistemas desértico eocretáceo do trato de sistemas lacustre/aluvial neocretáceo. A segunda superfície, no topo da sequência lacustre, registra mudanças nas condições tectonossedimentares, bem como, paleoambientais e paleoclimáticas.

¹ Departamento de Geologia e Recursos Naturais (DGRN) do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas – DGRN – IG – UNICAMP. Rua João Pandiá Calógeras, n. 51 – Barão Geraldo – Campinas – SP, Brasil. Fax (19) 3289-1562 – CEP: 13083-870 – abatezelli@ige.unicamp.br

Palavras-Chave – Placa Sul-americana; Tratos de sistemas continentais; Fácies; paleossolos; Condições paleoclimáticas

112

Abstract – *With the end of the Eocretaceous volcanic manifestations (133 Ma), the southeastern portion of the South American Plate underwent tectonic restructuring, which generated basins that encompassed continental sedimentary sequences. The tectonic events responsible for the accumulation of such sequences can be divided in two main phases. The first phase is related to the Eocretaceous thermal subsidence, resulting in the formation of the Caiuá basin. The second phase, during which the Bauru Basin was originated, was related to the Neocretaceous uplifts in southwestern Minas Gerais and southern Goiás, related to the magmatic activities. The analyses showed that the Caiuá Basin is characterized by a depression whose depocenter was located to the south. At that time, the climate was arid, as attested by the aeolian sedimentation. The Bauru Basin, generated in the Neocretaceous and with depocenter located to the northern, encompasses playa-lake and alluvial deposits of arid to semi-arid climate, with sedimentological and paleopedological characteristics suggestive of more humid climatic conditions. By means of stratigraphic analysis based on wells and outcrops and aided by petrographic studies, two surfaces were identified that record important changes in the Bauru Basin tectonic and paleoenvironmental conditions. The first, related to the origin of the Bauru Basin, marks the tectonic restructuring that affected the southeastern portion of the South American Plate. It separates the Eocretaceous desertic system tract from the Neocretaceous lacustrine/playa-lake/alluvial system tract. The second surface at the top of the lacustrine/playa-lake sequence records changes in the tectono-sedimentary, as well as paleoenvironmental and paleoclimatic conditions.*

Keywords – *South American Plate; Continental system tracts; Facies; paleosols; Paleoclimatic conditions*

1 – Introdução

Entre os eventos mesozóicos que afetaram a Plataforma Sul-Americana, um dos mais expressivos foi o magmatismo básico toleítico ocorrido entre 137,4 a 128,7 Ma (TURNER *et al.*, 1994) e que foi responsável pela gênese de uma das maiores Províncias Magmáticas continentais do mundo (*Continental Flood Basalts*) (SAUNDERS *et al.*, 1992). Com o término das atividades vulcânicas eocretáceas, a porção meridional da placa Sul-Americana sofreu um processo de subsidência termal, culminando com o desenvolvimento de bacias interiores, com destaque para a Bacia Caiuá (Eocretáceo).

No Neocretáceo, soerguimentos relacionados à passagem da Pluma Mantélica de Trindade na porção centro-oeste da Placa Sul-Americana (GIBSON *et al.*, 1995), reestruturaram a paisagem, dando origem a uma depressão bacinal que se estende por aproximadamente 330.000 km², denominada Bacia Bauru (Fig. 1). Seu embasamento é constituído, em parte, por basaltos da Formação Serra Geral e arenitos eólicos do Grupo Caiuá, ambos de idade Eocretácea.

A integração de dados estratigráficos e faciológicos permitiu definir a arquitetura estratigráfica da Bacia Bauru, subsidiando um modelo de evolução de seqüências continentais, onde se contemplam mudanças na taxa de sedimentação e no espaço de acomodação dos sedimentos ocorridos em dois períodos marcantes. O primeiro período está relacionado com a fase inicial de implantação da Bacia Bauru, no Campaniano inferior, representado por uma superfície discordante que limita os grupos Caiuá (Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). O segundo período ocorre no intervalo Campaniano – Maastrichtiano e é marcado pela mudança no estilo deposicional ocorrido na bacia.

Análises petrográficas associadas a informações de isótopos estáveis de δC^{13} e de δO^{18} possibilitaram identificar processos deposicionais e pedogenéticos, com importantes considerações sobre as condições paleoclimáticas ocorridas nesse período. Os dados levantados permitiram definir dois ciclos tectonossedimentares com condições paleoambientais específicas na Bacia Bauru, caracterizados segundo terminologia de seqüências continentais proposta por MARTINSEN *et al.* (1999).

Os depósitos lacustres, tipo *playa-lakes*, e fluviais pefítico/pelíticos das formações Araçatuba e Adamantina, representam o estágio inicial de preenchimento da bacia e são referidos como Trato de Sistemas de Alta Taxa de Acomodação. O ciclo seguinte é marcado por uma seqüência progracional, iniciada por depósitos fluviais entrelaçados de baixa sinuosidade (formações Adamantina e Uberaba), sucedidos por depósitos aluviais dominados por rios entrelaçados com retrabalhamento eólico (Formação Marília), correspondendo a um Trato de Sistemas de Baixa Taxa de Acomodação.

2 – Área de estudo e método de análise

A área de estudo está situada na porção sudeste da Placa Sul-Americana, correspondendo à faixa de afloramentos dos grupos Caiuá e Bauru, região sul e sudeste do Brasil, nos estados do Paraná, São Paulo, Minas Gerais, Goiás e Mato Grosso do Sul, situando-se entre os paralelos 23° e 18° de latitude sul e os meridianos 49° e 55° de longitude oeste (Fig. 1).

O método de estudo empregado na pesquisa baseou-se principalmente na análise da arquitetura estratigráfica da bacia através de informações de poços e afloramentos (descrições litológicas, perfis radioativos, análise de fácies, petrografia, isótopos estáveis e paleontologia).

2.1 – Bacia Caiuá

Denominada por FULFARO *et al.* (1999), essa bacia foi estudada por FERNANDES & COIMBRA (2000) e abriga rochas do Grupo Caiuá (formações Goio Erê, Rio Paraná e Santo Anastácio), com afloramentos no oeste dos estados do Paraná e São Paulo, e leste do Mato Grosso do Sul (Fig. 1). Assenta discordantemente sobre os basaltos da Formação Serra Geral, com espessuras que podem atingir até 280 metros na região de Altônia (PR).

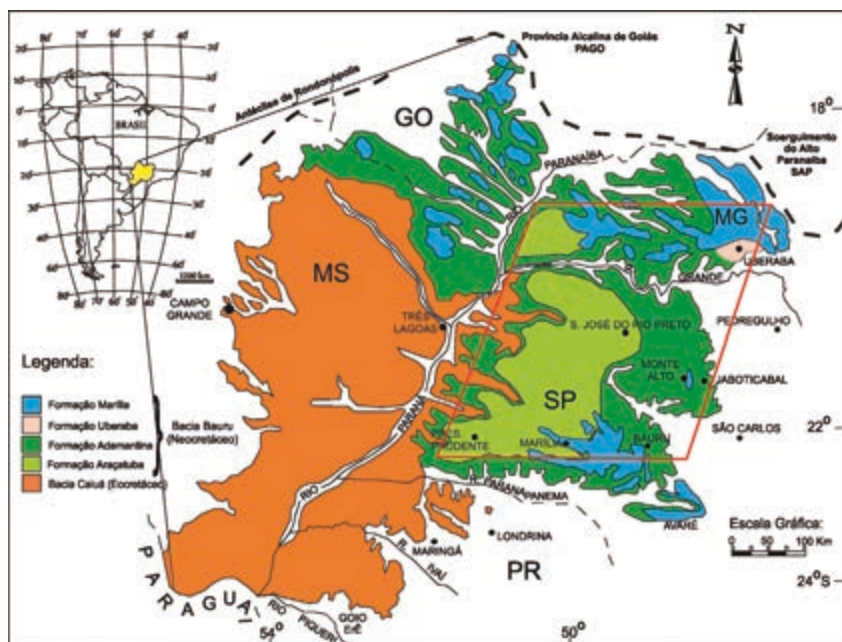


Fig. 1 – Mapa de distribuição da sequência cretácea. Área de estudo delimitada pelo polígono vermelho.

Suas unidades são constituídas basicamente por arenitos muito finos a finos, quartzosos, bem selecionados, de coloração marrom-avermelhada a arroxeadas, com estratificação cruzadas de médio a grande porte, com camadas frontais da ordem de 10 metros de altura e com baixa inclinação. Apresentam alta maturidade textural e mineralógica, com grãos exibindo brilho fosco e películas de óxido de ferro. As estratificações cruzadas são formadas pela alternância de bandas de espessura milimétrica a centimétrica de boa seleção interna e caráter bimodal.

Adicionalmente ocorrem arenitos finos a médios, arroxeados, em estratos tabulares com estratificações cruzadas de médio porte, intercalados com arenitos maciços ou com estratificações planoparalelas, onduladas de adesão e onduladas cavalgantes. Nessa fácies é frequente o revestimento dos grãos de quartzo por argilas autigênicas (esmectitas), transformadas em caulinita por processos intempéricos. A cimentação por carbonato é comum, ocorrendo sob a forma de crostas e nódulos. Subordinadamente ocorre na base dessa fácies arenitos conglomeráticos sustentados por matriz areno-lamítica com clastos de basalto, ágata, argila e carbonato.

Em muitas áreas da bacia ocorre, no topo do Grupo Caiuá, um arenito fino, bem selecionado, maciço e com feições de dissolução, com espessura que varia de alguns metros até 100 metros, conhecido formalmente como Formação Santo Anastácio.

BATEZELLI *et al.* (2003), através de dados de campo, concluíram que a Formação Santo Anastácio corresponde a um espesso paleossolo (Geossolo Santo Anastácio) gerado sobre os depósitos eólicos da Formação Rio Paraná (topo do Grupo Caiuá).

Segundo FERNANDES & COIMBRA (2000), as características faciológicas dessa unidade indicam que seu contexto deposicional compreende construções de dunas eólicas de grande porte (*draas*), complexos de dunas de cristas sinuosas, amalgamadas, de

região central de Mar de Areia (*Sand Sea*). Nas porções periféricas desse Mar de Areia desenvolver-se-iam dunas de tamanho médio, sujeitas às influências da variação do nível freático raso e possíveis enxurradas efêmeras.

2.2 – Bacia Bauru

Registro de sedimentação continental, o Grupo Bauru, unidade litoestratigráfica que compõe a bacia homônima, assenta discordantemente sobre os depósitos eólicos do Grupo Caiuá, e é constituído por rochas areno-lamíticas na base (Formação Araçatuba), gradando para arenitos e conglomerados no topo (formações Adamantina / Uberaba e Marília) (Fig. 2), constituindo tratos de sistemas lacustre/aluvial (BATEZELLI *et al.*, 2003). Suas fácies indicam processos sedimentares subaquosos associados à decantação em corpos d'água rasos com constante exposição subaérea (*playa-lakes*), além de fluxos tracionais e combinados relacionados a correntes fluviais, ondas e correntes de turbidez, com retrabalhamento eólico, sob condições climáticas semi-áridas a áridas.

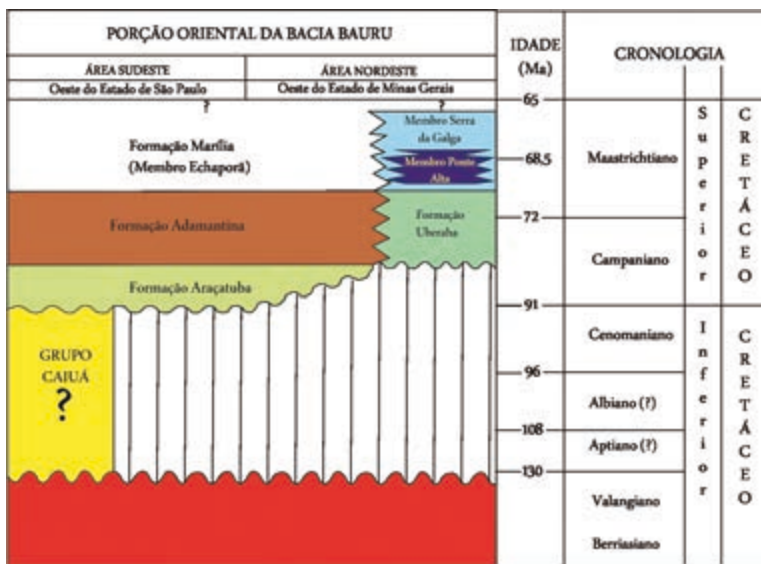


Fig. 2 – Carta cronoestratigráfica da sequência suprabásáltica do sudeste brasileiro.

O limite entre os grupos Bauru e Caiuá é marcado por uma superfície de descontinuidade que separa os arenitos do Geossolo Santo Anastácio, dos siltitos esverdeados da Formação Araçatuba, que pode ser encontrada em afloramentos e em poços.

A Formação Araçatuba, unidade basal do Grupo Bauru, é constituída por arenitos muito finos, silteosos e siltitos arenosos, coloração cinza-esverdeada a avermelhada, apresentando gradação normal, geralmente estratificações plano-paralelas. Por vezes, os arenitos se apresentam maciços, com marcas de raízes, gretas de ressecamento, e às vezes, estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte (até 150 cm de comprimento).

Característica marcante dessa unidade são as muitas ocorrências de moldes romboédricos de cristais de calcita, descritos por BATEZELLI *et al.* (2003).

O contato basal da Formação Araçatuba é discordante tanto em relação aos basaltos da Formação Serra Geral, quanto aos arenitos do Grupo Caiuá (Formação Santo Anastácio). Seu contato superior e lateral se dá de forma gradacional e interdigitado, respectivamente, com os arenitos finos a médios avermelhados da Formação Adamantina (Formação Vale do Rio do Peixe, segundo FERNANDES & COIMBRA, 2000).

As formações Adamantina e Uberaba são constituídas por arenitos vermelhos e esverdeados, lamíticos e, subordinadamente, conglomerados, com intercalações lamíticas, constituídos por grãos arredondados a sub arredondados de quartzo e hematita, com seleção moderada a boa. A geometria dos corpos, textura fina e estruturas sedimentares presentes nessa unidade indicam deposição por fluxos fluviais com desenvolvimento de planície lamítica. Campo de dunas eólicas baixas, tipo lençóis de areia, adjacentes a esses depósitos fluviais interagem com os mesmos em períodos de seca, preenchendo cortes de canais abandonados.

A Formação Marília, unidade de topo da Bacia Bauru é constituída por arenitos e conglomerados muito cimentados por CaCO_3 , geralmente maciços, às vezes com estratificações cruzadas de pequeno a médio porte (até 3 metros de *foresets*). As fácies arenosas e conglomeráticas se organizam em canais, barras lenticulares, macroformas de acréscimo lateral e à jusante.

Do ponto de vista litoestratigráfico, essa unidade é dividida em 3 membros, diferenciados através das litofácies e do conteúdo carbonático (membros Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã) A característica mais marcante da Formação Marília é a grande ocorrência de níveis de paleossolos que se alternam aos depósitos arenosos e conglomeráticos, perfazendo até 70% das seções descritas em algumas áreas.

3 – Resultados e discussões sobre o arcabouço tectono-estratigráfico e evolução dos tratos de sistemas

A partir da análise de dados de subsuperfície foram confeccionadas seções estratigráficas que recortam toda a área de ocorrência das unidades do Grupo Bauru. A Fig. 3 apresenta a seção Uberlândia (MG) – Teodoro Sampaio (SP), de direção NE, e a seção Colina (SP) – Santana da Ponte Pensa (SP), de direção E-W. Para a elaboração das seções foi utilizado como marco estratigráfico o topo da Formação Araçatuba (lacustre).

A seção de direção aproximada NE-SW mostra simetria dos depósitos lacustres, quando comparada com a seção leste-oeste (Fig. 3B), cuja arquitetura mostra perfil assimétrico, com espessamento das fácies lacustres para oeste.

Do ponto de vista estratigráfico, as características do limite entre as unidades Caiuá e Bauru, encontradas no topo da Formação Santo Anastácio, são semelhantes àquelas que definem a *Super-Superfícies* de KOCUREK (1988). Essas superfícies truncam, de forma abrupta, depósitos de dunas, draas e interdunas, encerrando diferentes conjuntos litológicos abaixo e acima, sugerindo a parada na deposição do *Erg* (Deserto Caiuá).

O Geossolo Santo Anastácio marca a parada na sedimentação e a atuação de processos pedogenéticos. Após um período de tempo sem sedimentação, a bacia sofreu novo processo de subsidência flexural associado à elevação de suas bordas norte e nordeste (SAP

e PAGO), gerando espaço de acomodação. Esse evento ficou marcado e representado no registro geológico da bacia através de uma superfície com grande expressão regional sobre a qual repousa os depósitos fluviais e de *playa-lake* da Formação Araçatuba. A reestruturação tectônica fica evidente nas seções estratigráficas da (Fig. 3).

As características observadas para o topo da Formação Santo Anastácio, no limite entre os grupos Caiuá e Bauru, demonstram que a preservação da *Super-superfície* ocorreu devido à estabilização do paleossolo por processos paleopedogenéticos e desenvolvimento de vegetação, tornando-a resistente à erosão. Associado a isso, a subsidência da bacia, posicionando os depósitos abaixo do nível de base estratigráfico, também contribuíram para sua preservação (Fig. 3).

Cessado o ciclo de sedimentação Caiuá, essa região passou a ter um balanço sedimentar neutro, formando uma superfície do tipo reliquiar estabilizada. Dessa forma, a superfície resultante pode ser considerada uma superfície de *bypass* ou erosão, segundo a concepção de KOCUREK & HAVHOLM (1993).

A reestruturação tectônica, responsável por essa grande discordância entre os grupos Caiuá e Bauru, provavelmente se deu no Campaniano Superior, após o período de maior atividade magmática ocorrida na borda norte/nordeste da Bacia Bauru, que compreende o intervalo Coniaciano e Campaniano Médio (Fig. 2).

Nesse novo contexto, a região foi palco de um evento sedimentar marcado por depósitos arenosos de origem fluvial/lacustre (Formação Araçatuba) (Fig. 3), na base. Com o aumento na taxa de subsidência, a depressão tornou-se maior e adquiriu caráter de uma bacia endorreica tipo *playa-lake*.

A evolução de um trato de sistema de alta taxa de acomodação para um trato de sistema de baixa taxa de acomodação (*high/low-accommodation system tract*), conforme terminologia proposta por MARTINSEN *et al.* (1999), é evidenciada pelo empilhamento progradacional do sistema aluvial sobre o sistema lacustre.

Dessa forma, a fase inicial da Bacia Bauru seria marcada pela implantação e expansão de *playa-lakes* (trato de sistema de alta taxa de acomodação), seguido de uma fase de contração, marcado pela progradação dos depósitos aluviais dominados por rios entrelaçados de baixa sinuosidade (trato de sistema de baixa taxa de acomodação).

Do ponto de vista paleoclimático, admite-se que o ciclo sedimentar que deu origem a sequência Bauru sofreu variações nas condições de umidade, sendo que em direção ao topo, ocorre um aumento de feições indicadoras de clima árido/semiárido (calcretes e paleossolos com Paligorskita).

Dados de isótopos estáveis de carbono e oxigênio em rochas carbonáticas e carapaças de ostracodes do Grupo Bauru, embora restritos a alguns pontos da bacia (SUGUIO, 1973; SUGUIO *et al.*, 1975; SUGUIO *et al.*, 1980; DIAS-BRITO *et al.*, 2001) e sem um controle estratigráfico preciso, permitem tecer algumas considerações sobre as condições paleoambientais e paleoecológicas da sequência neocretácea (GOBBO-RODRIGUES, 2001).

A Fig. 4 mostra tendência de correlação positiva entre composições isotópicas de oxigênio e carbono de amostras de rochas carbonáticas, tanto do topo como da base da Formação Marília. Os dados relativos às amostras das formações Araçatuba e Adamantina são mais dispersos, contudo revelam tendência semelhante.

Os maiores valores de $\delta^{18}\text{O}$ observados tanto na base da Formação Marília como na Formação Araçatuba podem indicar precipitação carbonática a partir de águas mais salinas e/ou que sofreram taxa maior de evaporação.

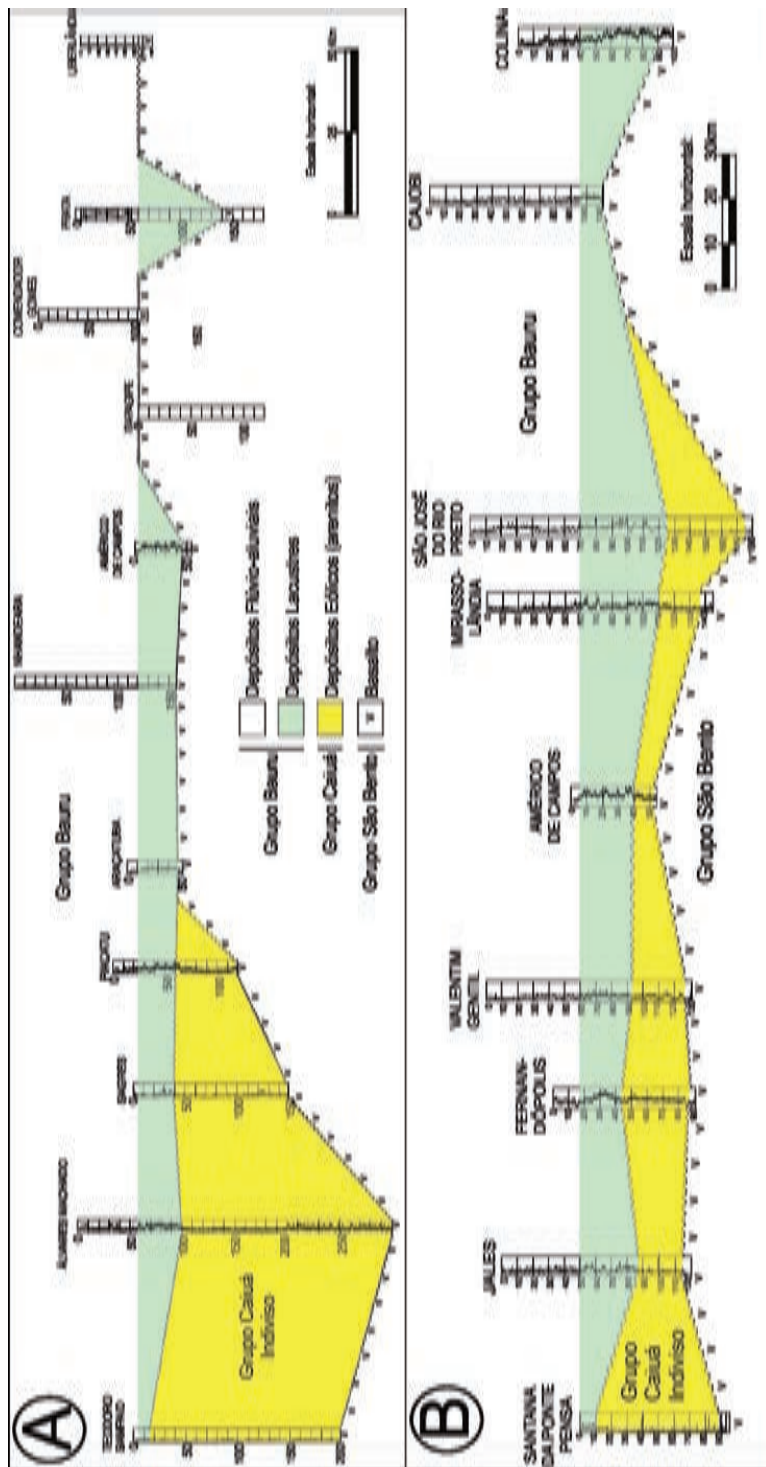


Fig. 3 – Seções estratigráficas de subsuperfície, A, Seção Uberlândia (MG) – Teodoro Sampaio (SP) (direção NE); B, Seção Colina (SP) – Santana da Ponte Pensa (SP) (direção E-W).

Valores mais elevados de $\delta^{13}\text{C}$, sobretudo da Formação Araçatuba, podem indicar que entre os ciclos sedimentares lacustre e aluvial, houve sensível aumento no potencial de oxidação da bacia, que pode estar relacionado a condições climáticas mais quentes, com alta taxa de evaporação.

4 – Conclusões

A geração das superfícies limítrofes e os estilos deposicionais distintos de cada trato são interpretados devido às variações do nível de base estratigráfico, expresso pela relação entre espaço de acomodação (A) e suprimento (S). Os limites de sequências são gerados durante as fases de abrupta redução de espaço de acomodação, quando a razão A/S passa a ser zero (0) ou negativa, condições que provocam a ocorrência de *by-pass* sedimentar e a formação de extensivas superfícies de erosão, conforme observado no limite Caiuá / Bauru.

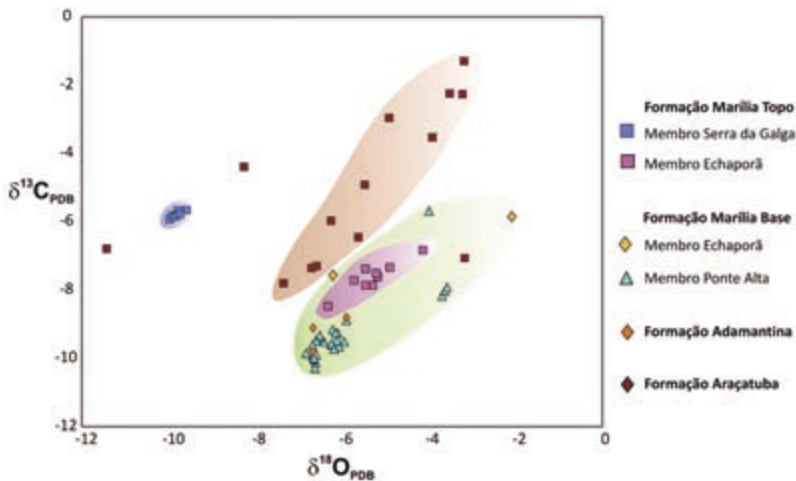


Fig. 4 – Composição isotópica de oxigênio *vs.* carbono de rochas carbonáticas, carapaças de ostracodes e girogonites de carófitos do Grupo Bauru (Fonte dos dados: SUGUIO, 1973; SUGUIO *et al.*, 1975; SUGUIO *et al.*, 1980; DIAS-BRITO *et al.*, 2001).

Nesse sentido, o trato de baixa taxa de acomodação é representado pelos depósitos lateralmente contínuos de canais fluviais amalgamados (*sheets*), multiepisódicos e multilaterais, da base da Formação Araçatuba, gerados quando a razão A/S é positiva, mas inferior à unidade, resultando no preenchimento de todo o espaço disponível e eventual *by-pass* sedimentar. Quando a razão A/S aumenta abruptamente, atingindo a unidade, ocorre o desenvolvimento de depósitos finos, regionalmente expressivos (superfícies de expansão) que delimitam, no topo, o trato de baixa taxa de acomodação. Na área de estudo o aumento da razão A/S foi muito elevada, provavelmente superior a 1, o que fez com que o espaço disponível fosse maior que o aporte sedimentar. Essa feição é representada pelos depósitos lacustres do tipo *playa-lakes* da Formação Araçatuba, marcando a fase inicial de um trato de alta taxa de acomodação (Fig. 5).

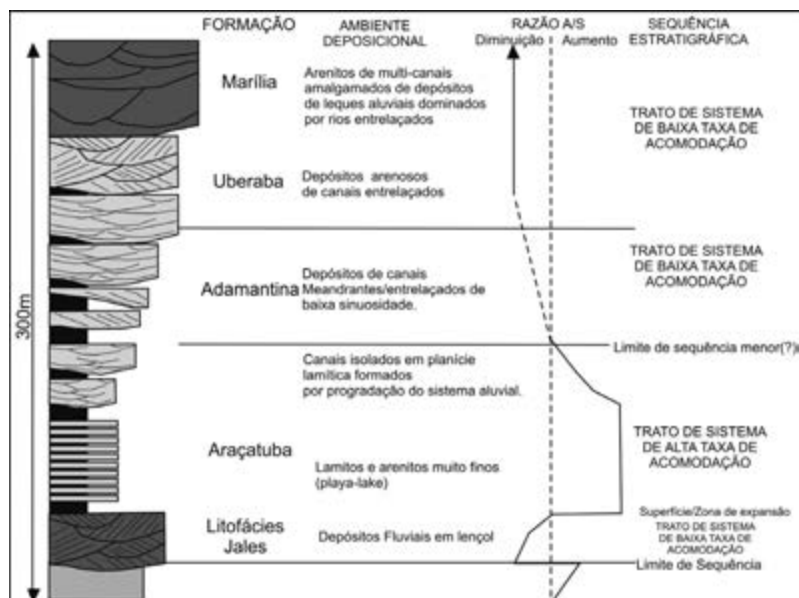


Fig. 5 – Modelo de evolução da sequência neocretácea do sudeste brasileiro.

O subsequente aumento no aporte sedimentar causado pelos constantes pulsos de elevação das bordas da Bacia Bauru a norte (Província Alcalina de Goiás) e a nordeste (Soerguimento do Alto Paranaíba), associado à progressiva diminuição do espaço de acomodação, fez com que depósitos fluviais meandantes e entrelaçados colmatassem progressivamente o ambiente lacustre (*playa-lake*), ainda nesta fase (formações Adamantina e Uberaba) (Fig. 5).

A estabilização do nível de base estratigráfico ocorreu com o aumento do espaço de acomodação subaérea, culminando com a acumulação de depósitos aluviais distribuídos em um trato de alta taxa de acomodação e representados pela Formação Marília (Fig. 5).

As feições sedimentares e petrográficas descritas, associadas aos dados isotópicos, indicam que a área de estudo foi palco de variações paleoclimáticas significativas, sobretudo, nas condições de umidade.

A primeira mudança é observada no contato entre os grupos Caiuá e Bauru, onde os depósitos eólicos eocretáceos são sobrepostos por depósitos fluvio-lacustres, após um período de longa exposição e atuação de processos pedogenéticos (Geossolo Santo Anastácio). E a segunda está registrada na transição entre os tratos de sistemas de alta taxa de acomodação e baixa taxa de acomodação, representada pela variação no estilo deposicional, que passa para depósitos aluviais dominados por rios efêmeros, com longos períodos de exposição e atuação de processos pedogenéticos.

Agradecimentos – O autor expressa seus agradecimentos à Professora Lena Virgínia Soares Monteiro pelas discussões sobre os dados isotópicos, e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio e financiamento do projeto

Referências Bibliográficas

- BATEZELLI, A., SAAD, A. R., ETCHEBEHERE, M. L. DE C., PERINOTTO, J. A. DE J. & FULFARO, V. J. (2003) – Análise Estratigráfica Aplicada À Formação Araçatuba (Grupo Bauru – Ks) No Centro-Oeste do Estado de São Paulo. *Revista Geociências*, n.o Especial, 22, p. 5-19.
- DIAS-BRITO, D., MUSACCHIO, E. A., CASTRO, J. C., MARANHÃO, M. S. A. S., SUÁREZ, J. M. & RODRIGUES, R., (2001) – Grupo Bauru: uma unidade continental Cretácea no Brasil – concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos – *Revue Paléobiologic, Genève*, 20, p. 245-304.
- FERNANDES, L. A. & COIMBRA, A. M., (2000) – Revisão Estratigráfica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo) – *Rev. Bras. de Geoc.*, 30, p. 717-728.
- FULFARO, V. J., ETCHEBEHERE, M. L. D. C., PERINOTTO, J. A. J. & SAAD, A. R. (1999) – Bacia Caiuá: Uma nova Bacia Cretácea na Bacia do Paraná. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 5, e Simposio Sobre el Cretácico de América del Sur, 1, Serra Negra, *Boletim*, p. 439–442.
- GIBSON, S. A., THOMPSON, R. N., LEONARDOS, O. H., DICKIN, A. P. & MITCHELL, J. G., (1995) – The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence From Large Volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36, p. 189-229.
- GOBBO-RODRIGUES, S. R. (2001) – Carófitas e Ostrácodes do Grupo Bauru. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro (SP), 137 p.
- KOCUREK, G. (1988) – First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited. In: Kocurek, G. (eds.). Late Paleozoic and Mesozoic Eolian Deposits of the Western Interior of the United States. (Sed. Geology Spec. Publi.). *Sed. Geol.*, 56, p. 193-206.
- KOCUREK, G. & HAVHOLM, K. G. (1993) – Eolian sequence stratigraphy – A conceptual framework. In: Weimer, P. & Posamentier, h. W. (eds.). Siliciclastic Sequence Stratigraphy. Tulsa, AAPG Memoir # 58, p. 393-409.
- MARTINSEN, O. J., RYSETH, A., HELLAND-HANSEN, W., FLESHE, H., TORKILDSEN, G. & IDILL, S. (1999) – Stratigraphic Base Level and Fluvial Architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rocky Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46, p. 235-259.
- SANTUCCI, R. M. & BERTINI, R. J., (2001) – Distribuição Paleogeográfica e Biocronológica dos Titanossauros (Saurishia, Saurópoda) do Grupo Bauru, Cretáceo Superior do Sudeste Brasileiro. *Rev. Bras. Geoc.*, 31, p. 307-315.
- SAUNDERS, A. D., STOREY, M., KENT, R. W. & NORRY, M. J. (1992) – Consequences of plume-lithosphere interactions. In: Storey, M., Alabaster, A., Pankhurst, R.J. (eds.). *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Bath. Geological Society of London, Special Publication, 68, p. 41-60.
- SUGUIO, K. (1973) – Formação Bauru. Calcários e sedimentos detríticos associados. *Unpublished Livre Docência Thesis*, Universidade de São Paulo, 236 p.
- SUGUIO, K., BERENHOLC, M. & SALATI, E. (1975) – Composição Química e Isotópica dos Calcários e Ambiente de Sedimentação da Formação Bauru. *Boletim do Instituto de Geociências*, USP, 6, p. 55-75.
- SUGUIO, K., BARCELOS, J. H. & MATSUI, E. (1980) – Significados paleoclimáticos e paleoambientais das rochas calcárias da Formação Caatinga (BA) e do Grupo Bauru (MG/SP). In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, 1980, Camboriú. Anais... Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1, p. 607-617.
- TURNER, S., REGELONS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C. & MANTOVANI, M. S. M. (1994) – Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, p. 333-348.

(Página deixada propositadamente em branco)

INTEGRATION OF GEOCHRONOLOGIC,
PALEOBOTANICAL AND ORGANIC MATTER
STUDIES IN GONDWANAN TONSTEIN
(SAKMARIAN, PARANÁ BASIN, BRAZIL)

INTEGRAÇÃO DE ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS,
PALEOBOTÂNICOS E DE MATÉRIA ORGÂNICA
DISPERSA EM TONSTEIN GONDWÂNICO
(SAKMARIANO, BACIA DO PARANÁ, BRASIL)

M. Guerra-Sommer¹, M. Cazzulo-Klepzig², J. G. Mendonça Filho³,
I. Degani-Schmidt⁴, A. Jasper⁵, R. Menegat⁶ & M. W. Simas⁷

Abstract – Integration of petrographic, paleobotanic and dispersed organic matter studies, associated to radiometric data (Tuffzir age of 290.15 ± 2.45/-0.85 Ma) in a tonstein bed interbedded in a coal seam in Faxinal Coalfield (Sakmarian) in Brazilian Southern Paraná Basin (Brazil), evidenced that the rapid volcanic ash fall deposition must be taken into account to interpret the composition, taphonomic process and consequently, preservation of the organic matter which is identified in different stages of deposition of a forested plant-association.

¹ UFRGS, Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500, Cx.P. 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil; margot.sommer@ufrgs.br

² UFRGS, Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500, Cx.P. 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil; miriam.klepzig@ufrgs.br

³ UFRJ, Instituto de Geociências, Av. Athos da Silveira Ramos, 274, 21949-900, Rio de Janeiro, RJ, Brasil; graciano@geologia.ufrj.br

⁴ UFRGS, Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500, Cx.P. 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil; degani.schmidt@ufrgs.br

⁵ UNIVATES, Rua Avelino Tallini, 171, Cx.P. 155, 95900-000, Lajeado, RS, Brasil; ajasper@univates.br

⁶ UFRGS, Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500, Cx.P. 15001, 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil; rualdo.menegat@ufrgs.br

⁷ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Av. Dr. Freitas, 3645, 66095-110, Belém, PA, Brasil. margaws@yahoo.com.br

Keywords – *Ash fall; Tonstein bed; Faxinal coalfield (Sakmarian); Gondwana; Early Permian*

124

Resumo – A integração de estudos de natureza petrográfica, paleobotânica e de matéria orgânica dispersa, associados a datações radiométricas (Tuffzir 290.15 + 2.45/-0.85 Ma) obtidas em camada de tonstein intercalada a uma camada de carvão na jazida de carvão de Faxinal (Sakmariano) no extremo sul da porção brasileira da bacia do Paraná, demonstrou que o processo muito rápido de deposição da cinza vulcânica é um fator a ser eminentemente considerado na interpretação da composição, tafonomia e consequentes peculiaridades na preservação da matéria orgânica identificada nos diferentes estágios de deposição de uma associação de plantas em ambiente de floresta.

Palavras-chave – Queda de cinzas; Camada de tonstein; Jazida de carvão de Faxinal (Sakmariano); Gondwana; Início do Pérmico

1 – Introduction

Tonsteins are altered volcanic ash beds (BOHOR & TRIPLEHORN, 1993) restricted to coal sequences which are excellent time markers for stratigraphic and basin analyses. In the last decade, some studies have been developed in tonstein beds from the southern Paraná basin (Brazil), with basis on radiometric dating of zircons (IDTIMS & SHRIMP methods) and a consistent geochronological correlation was provided for regional coal seams in southern Brazil coalfields (MATOS *et al.*, 2000; GUERRA-SOMMER *et al.*, 2008a,b; MORI, *et al.*, 2012).

The good preservation of the organic matter within the ash fall bed from the Faxinal Coalfield contributed to the development of studies with different approaches. This kind of “instantaneous geological event”(PROTHERO, 1990) played an important role in the plant preservation taking into account that the rapid inclusion of both, microscopic elements of terrestrial, parautochthonous and also autochthonous algal-like elements in fallen ash, are important to obtain paleoecological data.

The main goal of the present paper is to present the integration of different approaches from several published studies, which contributed for the reconstruction of the paleoecologic conditions during the volcanic ash fall. Evidences about the supposed thermally altered conditions of the preserved organic matter, caused by the volcanic ash fallen dynamic process are also highlighted.

2 – Geological setting

The Paraná basin is an intracratonic basin covering part (1,700,000 km²) of southern Brazil, Paraguay, Uruguay and Argentina (Fig. 1). MILANI *et al.* (2007) identified six supersequences stratigraphically ascendant, from Ordovician to Late Cretaceous (Fig. 1).

The Gondwana I Supersequence (Carboniferous/Early Triassic) includes the main coalfields (e.g. Faxinal), which are located in the southernmost basin border (Fig. 1). Coal deposits are related to paralic settings, i.e., adjacent to estuarine, deltaic, backshore,

foreshore and shoreface siliciclastic sedimentary models, and that peat-forming was placed in back-barrier environments (ALVES & ADE, 1996; HOLZ, 1998).

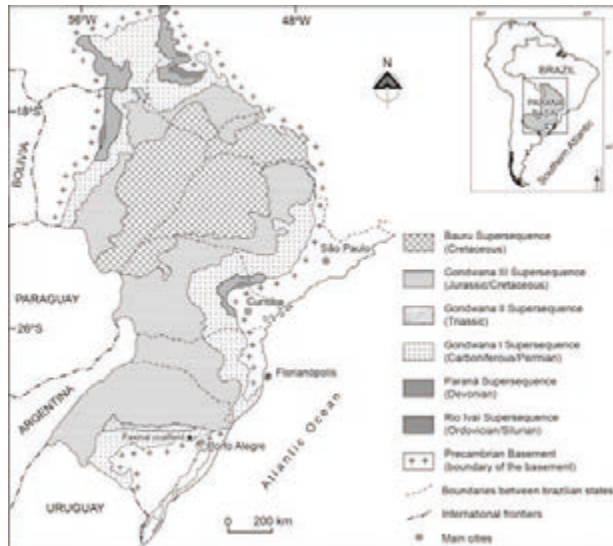


Fig. 1 – Simplified geological map of the Paraná Basin in Brazil with major tectonic elements, geographic references and location of Faxinal Coalfield (after SANTOS *et al.*, 2006).

The Faxinal succession includes five coal seams, named from base to top I, IM, M, MS, and S (Fig. 2). The present study focused on a light gray claystone bed, approximately 10 cm thick, that is laminated to massive, fossiliferous and interbedded within the upper coal seam (S).

3 – Mineralogy and petrology

This tonstein (mean thickness of 8 cm) is composed of primary minerals derived from volcanic ash and dust fall, and by secondary minerals formed during the diagenetic processes. This rock is composed of 90% authigenic kaolinite relicts of pyroclastic minerals occurring in the kaolinitic mass and corresponds to (1) euhedral bipyramidal β -quartz paramorph and transparent quartz splinters, (2) idiomorphic zircon, (3) euhedral apatite, and (4) sanidine pseudomorph. The granulometry of the zircons, β -quartz and apatite varies around 30 to 150 μm . Other diagenetic minerals were formed after the kaolinization of volcanic glass and some of the pyroclastic minerals from the ash fall. The diagenetic phases were established in the sequence: kaolinite-pyrite-siderite-calcite. Small color differences along the tonstein profile allowed the identification of three levels in the hand samples: basal level (carbonatic), intermediate level (siderite and pyrite), and top level (kaolinite). Their color distinction was attributed to variation in the mineralogical composition by mineral phases produced during diagenesis (GUERRA-SOMMER *et al.*, 2008a). Details in Fig. 3.

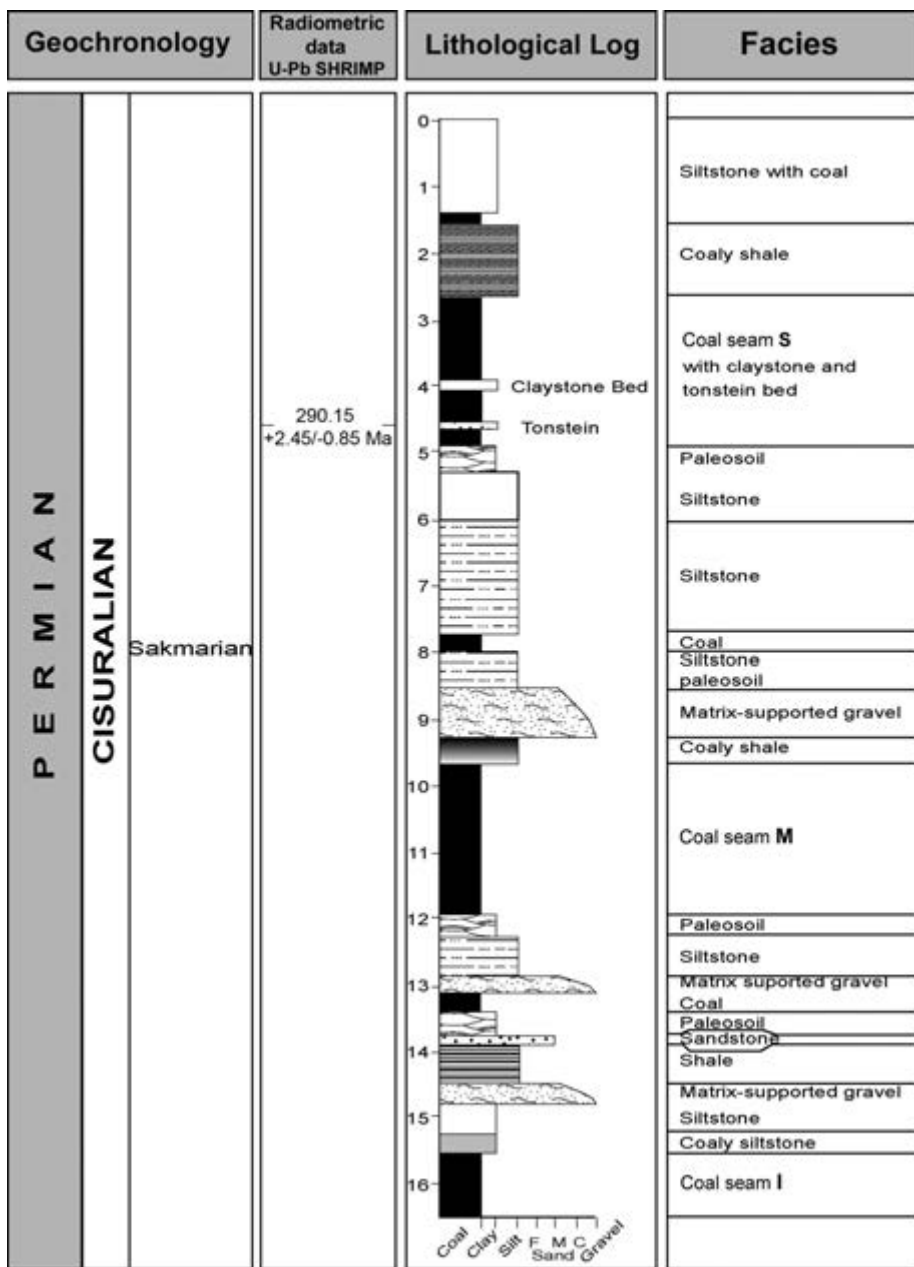


Fig. 2 – Geochronology, radiometric data, lithological log and facies of the Faxinal Coalfield (after GUERRA-SOMMER *et al.*, 2008a).

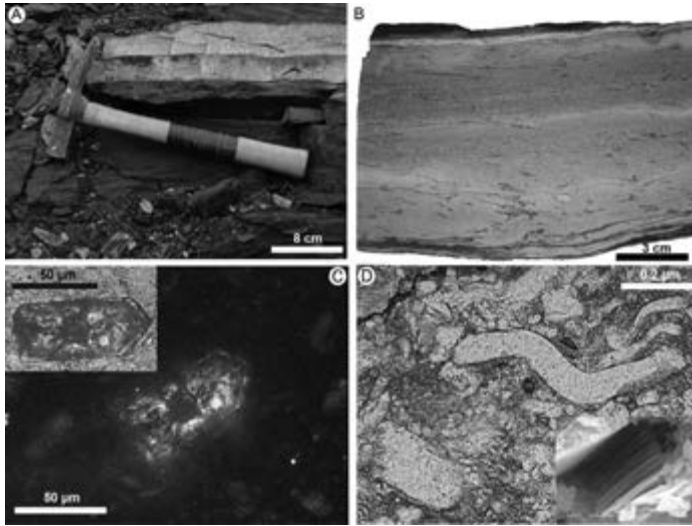


Fig. 3 – Tonstein of the Faxinal Coalfield. A. Tonstein interbedded in the coal seam S; B) tonstein profile showing the pronounced color differences produced by diagenetic mineral phases; C-D. Photomicrographs of thin sections showing pyroclastic minerals from the Faxinal tonstein; C. Idiomorphic zoned zircon with crystal bipyramidal termination; D. Kaolinite in elongate vermicular stacks and in the right lower corner SEM image showing “booklets” of kaolinite.

4 – Geochronological significance of radiometric dating

A radiometric conventional U-Pb dating (IDTIMS) from zircons of the tonstein layer indicate an age of 285.4 ± 8.6 Ma (GUERRA-SOMMER *et al.*, 2008a). As this conventional U-Pb zircon ages provided a relatively large uncertainty (of 8.5 Ma the case of Faxinal), GUERRA-SOMMER *et al.* (2008b) performed SHRIMP U-Pb dating on zircons from tonstein samples at Candiota and Faxinal Coalfield. The authors obtained Tuffzircon age of $290.15 \pm 2.45/-0.85$ Ma for the Faxinal tonstein and a mean age of 290.6 ± 1.5 Ma which is more precise than the previously published results.

5 – Plant remains

The rich parautochthonous compression of taphoflora hosted by the Faxinal tonstein is predominantly composed by fragments of glossopterid leaves (62%) (*Glossopteris brasiliensis*, *G. papillosa*, *G. similis-intermittens*); cordaitalean leaves (*Rufloria gondwanensis*) represent 21% of the paleoflora; reproductive structures (*Plumsteadia sennes*, *Scutum sp*) and seeds (*Platycardia sp.*) correspond to 16% of the association; and fronds (*Sphenopteris cf. ischanovensis*, *pecopterid fronds*) are complementary forms (1%). The top horizon is characterized by the abundance of highly compressed stems of gymnosperms (*Aghatoxylon* type) horizontally disposed (GUERRA-SOMMER *et al.*, 2008a). The preservation of

strongly horizontally compressed branches with *Glossopteris* (Fig. 4B) and *Cordaites* leaves still attached is a common features but the plant litter is poorly represented.

The stomatal density and index in compressed leaves of *Glossopteris communis* (Fig. 4A) at the Faxinal coalfield (Sakmarian) were low, when compared to the higher ones obtained in leaves from a younger interval at the northern part of the basin (Figueira Coalfield, Artinskian) (DEGANI-SCHMIDT *et al.*, 2011).

The presence of abrupt, non abraded edges in charcoal samples recovered from the tonstein bed (*Aghatoxylon* type of wood) was a common feature (Fig. 4C). Statistical analyses evidenced the reduction of charcoal occurrences toward the top of the ash fall layer (JASPER *et al.*, 2011).

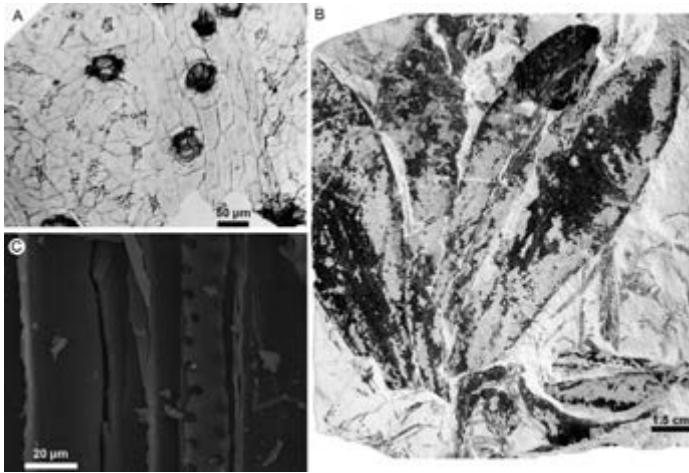


Fig. 4 – Plant remains from the tonstein bed of the Faxinal coalfield. A. Lower epidermis of *Glossopteris* leaf showing trichome bases and stomata; B. Leaf tuft of *Glossopteris*; C. Gymnosperm charcoal similar to the *Aghatoxylon* wood type.

6 – Microscopic organic matter

Quantitative analyses of kerogens were developed for the basal, intermediate and top tonstein levels by SIMAS *et al.* (*in press*) and evidenced high percentages of the Structured Organic Matter (SOM) of the phytoclast group (arithmetic mean 91.14 %) combined with low percentages of the palynomorph group (arithmetic mean 8.86 %). Amorphous Organic Matter (AOM) group was not observed along the tonstein profile.

Palynomorphs vinculated to gymnospermous terrestrial plants dominate over aquatic palynomorphs. Pollen clusters, mainly bissacate, are concentrated at the base of the tonstein bed. The occurrence of both terrestrial peridophytic sporomorphs and aquatic *Botryococcus* colonies is rare, restricted to the tonstein top level.

Non-opaque xylem phytoclasts are proportionally dominant in relation to larger opaque angular xylem phytoclasts. Also opaque phytoclasts exhibit angular shapes and notable size. Isolated thin cuticles showing polygonal or rectangular cell outlines are

represented along the entire profile, some of them with typical glossopterid trichomes. Well preserved fragments with upper and lower cuticles stuck together, in single fragments are common phytoclasts along the tonstein profile. A weak fluorescence was observed in several cuticular phytoclasts.

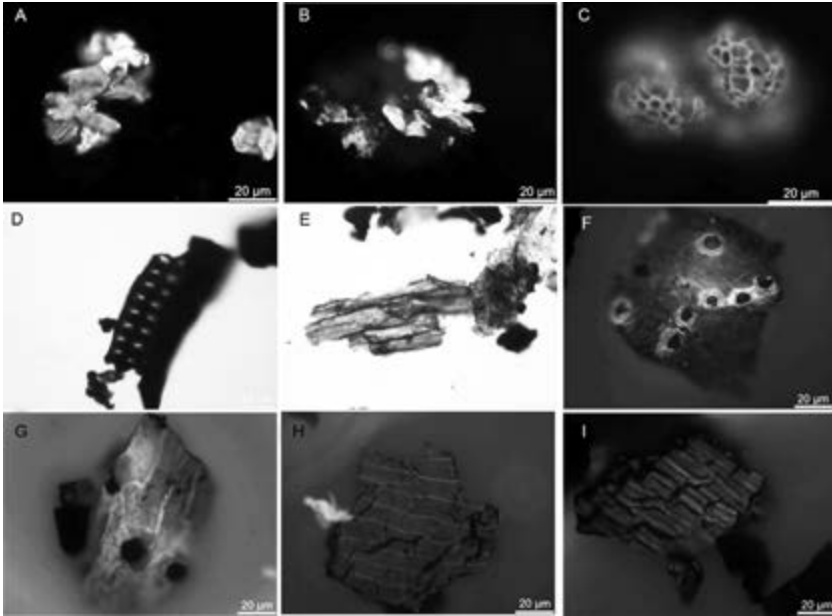


Fig. 5 – Palynological organic matter of the tonstein bed in the Faxinal coalfield. Photos taken in fluorescent light. A-C. Palynomorph group; A-B. Amalgamated and poorly preserved bisaccate pollen grains; C. *Botryococcus* colonies; D-I. Phytoclast group; D. Gymnosperm tracheid with bordered pits; E. Isolated thin cuticle; F-G. Lower epidermis of *Glossopteris* typical from Faxinal tonstein, showing typical trichome bases; H-I. Upper and lower cuticles stuck together (upper surface view showing rectangular shaped cells).

7 – Final considerations

The integration of different approaches, besides offering new geochronologic data (290.6 ± 1.5 Ma) to the geological conception model of coal succession in the southern Paraná basin (constrained to the Middle Sakmarian), contributed for the reconstruction of the paleoecologic conditions prevalent during the volcanic ash fall in the Faxinal Coalfield.

Petrography and mineralogical analyzes along three different levels of the tonstein bed did not evidence any difference in the depositional processes, suggesting a single volcanic event.

Leaf fragments horizontally disposed indicate an episodic, uncommon fall of plant material. This is an evidence of volcanic activity in both modern environments (BURNHAM &

SPICER, 1986) and also in Permian scenarios (PFEFFERKORN & WANG, 2007). This peculiar feature was explained by the rapid ash fall deposition process causing the blockage of leaf stomata and dislodged leaves, which become incorporated in the ash fall deposits.

Considering the palynomorph group, the dominance of pollen grains along the tonstein profile and the occurrence of spores restricted to the top level confirm the selective deposition process, which was related to the stratification of canopy. Additionally, the large amounts of mature pollen grains preserved as dense clusters incorporated in ash fall deposits, suggested that parental plants growing nearby were supplying the pollen grains. On the same way, the well-preserved phytoclasts with upper and lower foliar cuticles stuck together indicate that the rapid fall of ash on this material hindered organic biodegradation. The peculiar process of ash deposition, which prevented oxidation and minimal sorting, led to the uncommon dominance of non-opaque over opaque xylem phytoclasts.

The subaqueous ash deposition, evidenced by the presence of seemingly autochthonous *Botryococcus* colonies would protect thin volcanic ash deposits from subsequent redistribution by rainfall and surface runoff. The weak fluorescence in cuticles and darkening of xylem phytoclasts can be attributed to different causes, but probably mainly to the thermal influence of ash fall during deposition or chemical effects of the ash. The reduction of charcoal occurrences toward the top of the ash fall layer was connected to the intensity of the fire at the beginning of the ash fall.

Stomatal density and index in compressed leaves of *Glossopteris* could be related to a temporary increase in CO₂ levels (during a phase of reduction global trend of this atmospheric gas), due to the more extensive areas of peat accumulation at the southern part of the basin, and/or under intense ash fall due to volcanic activities. On the other hand, the absence of AOM, as occurs in the Faxinal tonstein, has been reported in coals and allied sedimentary facies deposited in anoxic reducing paleoenvironments influenced by freshwater environments (TYSON, 1995).

References

- ALVES, R. G. & ADE, M. V. B. (1996) – Sequence stratigraphy and organic petrography applied to the study of Candiota coalfield, RS, South Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 30, p. 231-248.
- BOHOR, B. F. & TRIPLEHORN, D. M. (1993) – Tonsteins: Altered Volcanic-Ash Layers in Coal-bearing Sequences. *Special Paper of Geological Society of America*, 285, 42 p.
- BURNHAM R. J. & SPICER, R. A. (1986) – Forest litter preserved by volcanic activity at El Chichon, Mexico; a potentially accurate record of the pre-eruption vegetation *Palaeos*, 1, p. 158-161.
- DEGANI-SCHMIDT, I., GUERRA-SOMMER, M. & BERNARDES-DE-OLIVEIRA, M. E. C. (2011) – Variation in stomatal numbers of *Glossopteris* leaves from the Lower Permian of Paraná Basin (Brazil). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 14, p. 137-148.
- GUERRA-SOMMER, M., CAZZULO-KLEPZIG, M., FORMOSO, M. L. L., MENEGAT, R. & MENDONÇA FILHO, J. G. (2008a) – U-Pb dating of tonstein layers from a coal succession of the southern Paraná Basin (Brazil): A new geochronological approach. *Gondwana Research*, 14, p. 474-482.
- GUERRA-SOMMER, M., CAZZULO-KLEPZIG, M., SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., KETZER, J. M. M. & FORMOSO, M. L. L. (2008b) – Radiometric age determination of tonsteins and stratigraphic constraints for the Lower Permian coal succession in southern Paraná Basin, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 74, p. 13-27.

- HOLZ, M. (1998) – The Eopermian coal seams of the Paraná Basin in southernmost Brazil: an analysis of the depositional conditions using sequence stratigraphy concepts. *International Journal of Coal Geology*, 36, p. 141-163.
- JASPER, A., UHL, D., GUERRA-SOMMER, M., HAMAD, A. M. B. A. & MACHADO, N. T. G. (2011) – Charcoal remains from a tonstein layer in the Faxinal Coalfield, Lower Permian, southern Paraná Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83, p. 471-481.
- MATOS, S. L. F., YAMAMOTO, J. K., HACHIRO, J. & COIMBRA, A.M. (2000) – Tonsteins da Formação Rio Bonito no depósito de carvão de Candiota, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, p. 679–684.
- MILANI, E. J., MELO, J. H. G., SOUZA, P. A., FERNANDES, L. A. & FRANÇA, A. B. (2007). Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15, p. 265–287.
- MORI, A. L. O., SOUZA, P. A., MARQUES, J. C. & LOPES, R. C. (2012) – A new U–Pb zircon age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: Biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwanan correlations. *Gondwana Research*, 21 (2-3), p. 654-669.
- PFEFFERKORN, H. W. & WANG, J. (2007) – Early Permian coal-forming floras preserved as compressions from the Wuda District (Inner Mongolia, China). *International Journal of Coal Geology*, 69, p. 90-102.
- PROTHERO, D. R. (1990) – Interpreting the stratigraphic record. W.H. Freeman & Co., New York, 410 p.
- SANTOS, R. V., SOUZA, P. A., ALVARENGA, C. J. S., DANTAS, E. L., PIMENTEL, M. M., OLIVEIRA, C. G. & ARAÚJO, L. M. (2006) – Shrimp U–Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*, 9, p. 456-463.
- SIMAS, M. W., GUERRA-SOMMER, M., MENDONÇA FILHO, J. G., CAZZULO-KLEPZIG, M., FORMOSO, M. L. L., BASEI, M. A. S. & DEGANI-SCHMIDT, I. (*in press*) – An accurate record of volcanic ash fall deposition as characterized by dispersed organic matter in a Lower Permian tonstein bed (Faxinal Coalfield, Paraná Basin, Brazil). *Geologica Acta*.
- TYSON, R. V. (1995) – *Sedimentary organic matter: Organic facies and palynofacies*: Organic facies and palynofacies. London, Chapman & Hall, 615p.

(Página deixada propositadamente em branco)

SECÇÃO 4

REGISTO FÓSSIL: PEDAÇOS DE PEDRA, SINAIS DE VIDA

“A vida é o produto de um passado contingente, e não o resultado inevitável e previsível de leis da natureza simples e intemporais”

Stephan Jay Gould; “O Sorriso do Flamingo”

(Página deixada propositadamente em branco)

QUITINOZOÁRIOS DA FORMAÇÃO CHÃO LOPES
(PRIDOLI DO SINCLINAL AMÊNDOA – MAÇÃO, PORTUGAL)

CHITINOZOANS OF CHÃO LOPES FORMATION
(PRIDOLI OF AMÊNDOA – MAÇÃO SYNCLINE, PORTUGAL)

N. Vaz¹

Resumo – A Formação Chão Lopes (Silúrico superior) definida no Sinclinal Amêndoa – Mação (ROMÃO *et al.*, 1998; ROMÃO, 2000a), foi datada da base do Pridoli por correlação lateral com a Formação Foz da Sertá, definida no sector de Dornes.

Foram estudadas diversas amostras desta formação, as quais forneceram associações de quitinozoários moderadamente preservados, que permitiram caracterizar a associação presente e confirmar a idade desta formação. Desta forma, a Formação Chão Lopes do é datada do Pridoli, com base em quitinozoários.

Palavras-chave – Quitinozoários; Pridoli; Formação Chão Lopes; Sinclinal Amêndoa – Mação; Portugal

Abstract – The Chão Lopes Formation (upper Silurian), defined in the Amêndoa – Mação Syncline (ROMÃO *et al.*, 1998; ROMÃO, 2000a), was tentatively assigned to the lower Pridoli, because of its stratigraphical position and through lateral correlation with the Foz da Sertá Formation defined in the Dornes sector. This formation has yielded moderately well-preserved chitinozoans which have allowed the characterization of the recorded assemblage and confirm its age. In this way, the Chão Lopes Formation is of Pridoli age, based on chitinozoans.

Keywords – Chitinozoans; Pridoli; Chão Lopes Formation; Amêndoa – Mação Syncline; Portugal

¹ Departamento de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Centro de Geociências da Universidade de Coimbra, Portugal; nunovaz@utad.pt

1 – Introdução

136

A sequência de idade Silúrica definida no Sinclinal Amêndoa – Mação (Fig. 1) compreende 4 formações: Vale da Ursa (YOUNG, 1985, 1988), Aboboreira, Castelo e Chão Lopes (ROMÃO *et al.*, 1998; ROMÃO, 2000a). A Formação Vale da Ursa é caracterizada por quartzitos cinzentos com intercalações de xistos negros e é considerada, a parte superior da formação, do Llandovery inferior (Rhuddaniano a Aeroniano) com base em graptólitos (PIÇARRA, 2007) e por correlação lateral com a mesma formação no setor de Dornes (YOUNG, 1988).

A Formação Aboboreira é caracterizada por xistos e arenitos ampelitosos e possui idade compreendida entre o Aeroniano (Llandovery médio) e o Gorstiano (Ludlow inferior) com base em graptólitos (PIÇARRA, 2007).

A Formação Castelo é caracterizada pela presença de xistos e siltitos intercalados com quartzitos impuros e é datada do Ludlow com base em quitinozoários (VAZ, 2010).

A Formação Chão Lopes é caracterizada pela presença de xistos com nódulos e intercalações milimétricas a centimétricas de xistos e siltitos micáceos, por vezes carbonosos, e é datada do Pridoli com base em quitinozoários (VAZ, 2010).

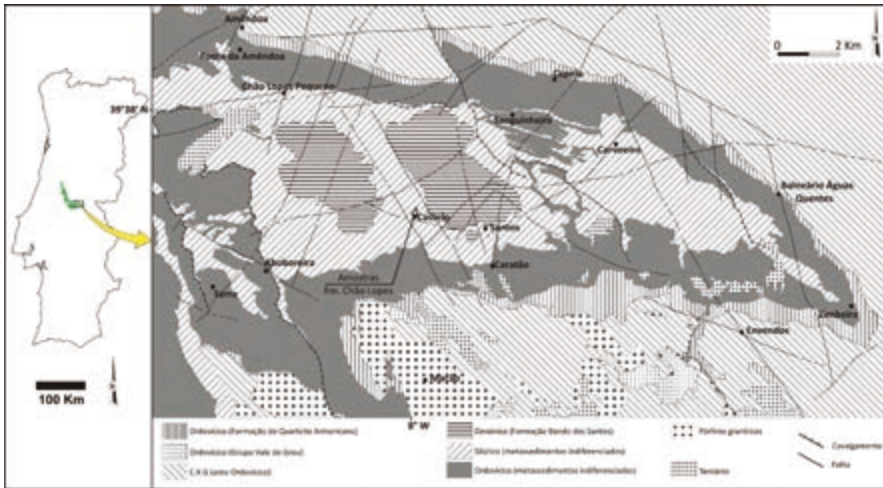


Fig. 1 – Esquema geológico sintético do sinclinal Amêndoa – Mação, com o local de amostragem da Formação Chão Lopes (adaptado de ROMÃO, 2000b).

2 – Palinoestratigrafia

Tendo em vista o estudo e caracterização das associações de quitinozoários presentes na Formação Chão Lopes do Sinclinal Amêndoa – Mação estudaram-se diversas amostras, as quais forneceram quitinozoários moderadamente preservados, que permitiram caracterizar as associações presentes e datar a formação Chão Lopes.

Foram amostradas litologias finas apresentando um carácter carbonoso. A amostragem foi realizada ao longo da estrada que dá acesso à capela da povoação de Castelo (Fig. 2), não tendo sido realizado perfil litoestratigráfico.

As amostras foram preparadas usando os procedimentos laboratoriais para amostras palinológicas (PARIS, 1981; WOOD *et al.*, 1996).

Os resíduos orgânicos obtidos, por desmineralização através de HF e HCl, foram filtrados com recurso a filtro de 53µ. Os resíduos, de dimensão superior, foram examinados e preparados, com auxílio de uma lupa binocular Leica MZ12, para observação em Microscópio Electrónico de Varrimento Philips-FEI Quanta 400.

Todas as amostras e resíduos encontram-se depositados no Departamento de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro.

Das seis amostras recolhidas na Formação Chão Lopes, apenas uma se mostrou improdutiva.



Fig. 2 – Esquema geológico e foto com a localização das amostras recolhidas.

Nas restantes, os quitinozoários recuperados encontram-se moderadamente preservados, tendo sido obtidas taxas de recuperação de 1 a 5 espécimes por grama de rocha (Tabela 1).

Tabela 1 – Quadro representativo dos taxa obtidos e taxas de recuperação por amostra produtiva da Formação Chão Lopes; Percentagem na associação: ■ > 50%; * 20-50%; □ 10 a 20%; ◇ 3 a 10%; ○ < 3%; R – Remobilizado. Na coluna Tasmanites, a marca significa presença (VAZ, 2010).

Amostras	Quitinozoários										Tasmanites	quitinozoários/grama de rocha	Idade	Formação
	<i>Ampelichitina</i> sp.	<i>Ampelochitinae</i>	<i>Capelichitina acollaris</i> (Remob.)	<i>Capelichitina</i> sp.	<i>Cingulochitina serrata</i>	<i>Cingulochitina</i> sp.	<i>Comochitinae</i>	<i>Lagenochitinae</i>	<i>Lagenochitinae</i>	<i>Lagenochitina</i> sp.				
289	■			◇		○				○	X	2	Pridoliano Chão Lopes	
290			*			■					X	1		
291			■R			○	◇			○		9		
293			■R				◇			○		1		
294	◇	◇		○	○	○	*	◇	□	○	X	3		

3 – Resultados

138

As amostras recolhidas na Formação Chão Lopes forneceram associações onde não foi possível reconhecer nenhuma espécie diagnóstica; no entanto, a presença da espécie *Urnochitina urna* (EISENACK, 1934) permite restringir a idade desta formação ao Pridoli. Em conjunto com esta espécie foi possível identificar *Cingulochitina serrata* (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY, 1960), *Cingulochitina* sp., *Lagenochitina* sp., *Conochitina* sp. e *Angochitina* sp. e caracterizar bioestratigrficamente a formação. Foi possível também reconhecer a presença da espécie *Calpichitina acollaris* (EISENACK, 1959), interpretada nesta associação como remobilizada, pois é característica do Wenlock.

Desta forma foi possível confirmar, com base em quitinozoários, a idade Pridoli atribuída a esta formação.

Os resultados obtidos encontram-se em concordância com os dados de graptólitos, recuperados para as Formações Vale da Ursa e Aboboreira (PIÇARRA, 2007), e com os de quitinozoários para a Formação Castelo (VAZ, 2010; VAZ *et al.* 2010).

Agradecimentos – O autor agradece aos Professores Florentin Paris e José Tomás Oliveira todo o apoio e incentivo na realização deste trabalho. Ao Dr. José Romão todo o apoio na realização do trabalho de campo, ao Dr. Piçarra as importantes informações relativas à idade desta unidade e ao revisor as correções e observações pertinentes, que enriqueceram este trabalho.

Referências Bibliográficas

- EISENACK, A. (1934) – Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs 3 und neue Mikrofossilien des bohmischen silurs I. *Palaeontologische Zeitschrift*, 16, p. 52-76.
- EISENACK, A. (1959) – Neotypen baltischer Silur-Chitinozoen und neue Arten. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 108, p. 1-20. Eisenack, 1959.
- PARIS, F. (1981) – Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du sud-ouest de l'Europe (Cadre géologique – Étude systématique – Biostratigraphie). *Mémoire de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, 26, 496 p.
- PIÇARRA, J. M. (2007) – Silurian stratigraphy and fauna (Graptolites) of the southern part of the Central Iberian Zone (Portugal). *Acta Palaeontologica Sinica*, 46 (suppl.), p. 393-396.
- ROMÃO, J. (2000a) – Estudo Tectono-Estratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ibérica, e as suas relações com a Zona de Ossa-Morena. Tese de Doutoramento n. publ., Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, 323 p.
- ROMÃO, J. (2000b) – Carta Geológica de Portugal na Escala 1:50.000 Folha 28-A (Mação), Instituto Geológico e Mineiro.
- ROMÃO, J., OLIVEIRA, J. T., SILVA J. B. & RIBEIRO, A. (1998) – Nota sobre a sequência estratigráfica silúricodévonica no sinforma de Amêndoa-Carvoeiro, bordo SW da Zona Centro-Ibérica, Portugal. V Congr. Nacional de Geologia, Lisboa (Comunicações), 84, p. AII-AI4.
- TAUGOURDEAU, P. & DE JEKHOWSKY, B. (1960) – Répartition et description des Chitinozoaires siluro-dévonien de quelques sondages de la C.R.E.P.S., de la C.F.P.A. et de la S.N. Repal au Sahara. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 15, p. 1199-1260.
- VAZ, N. (2010) – Palinoestratigrafia da Sequência Ordovícico-Silúrica do Sinclinal Amêndoa-Mação, Tese de Doutoramento não publicada, UTAD, 2Vol.

- VAZ, N., PARIS, F. & OLIVEIRA, J. T. (2010) – Quitinozoários do Silúrico superior do Sinclinal Amêndoa Mação. e-Terra (<http://e-terra.geopor.pt>) Volume 17, nº17 (VIII Congresso Nacional de Geologia).
- WOOD, G. D., GABRIEL, A. M. & LAWSON, J. C. (1996) – Palynological techniques – processing and microscopy. In Jansonius & McGregor (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*. Association of stratigraphical Palynologists Foundation, 1, p. 29-50.
- YOUNG, T. P. (1985) – The Upper Ordovician of Central Portugal. Unpubl. Ph. D. Thesis. Department of Geology, University of Sheffield, Sheffield, 441 p.
- YOUNG, T. P. (1988) – The lithostratigraphy of the upper Ordovician of central Portugal. *Journal of the Geological Society, London*, 145, p. 377-392.

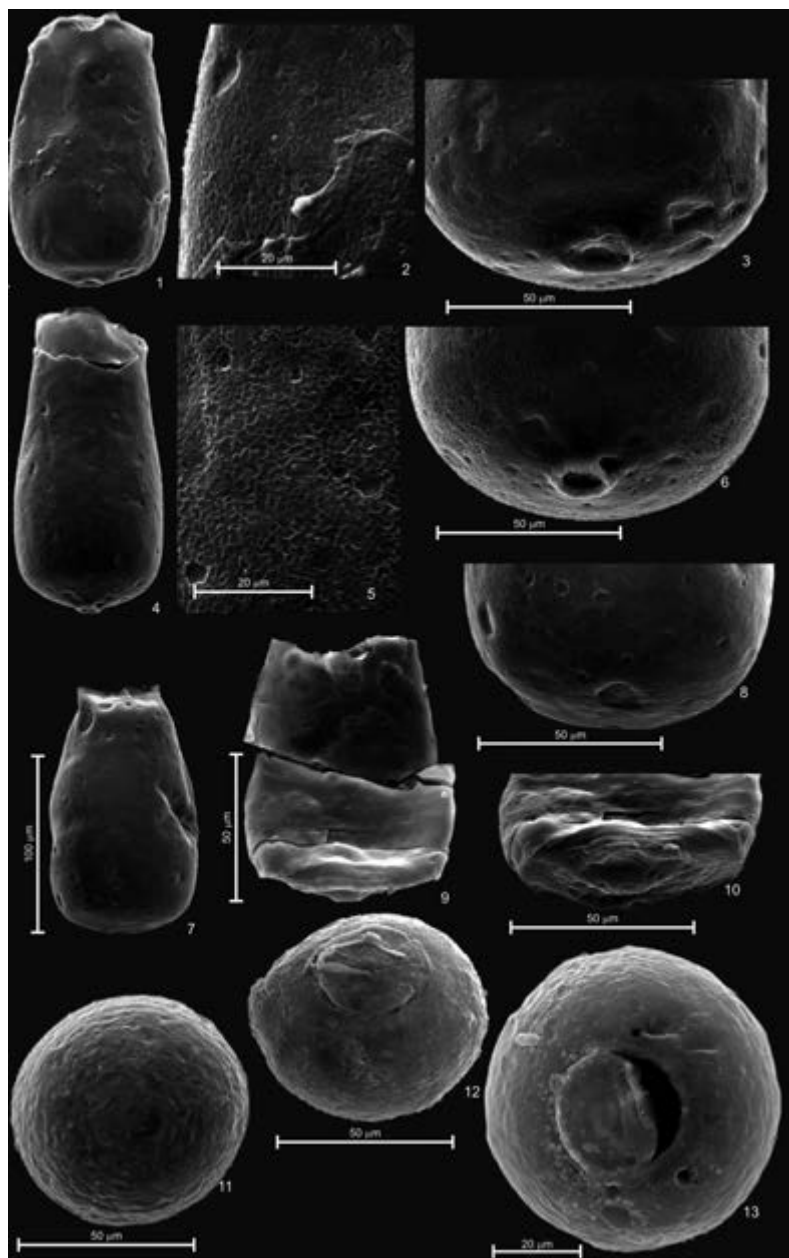


Fig. 3 – 1-8. *Urnochitina urna* (EISENACK, 1934); 9-10. *Cingulochitina serrata* (TAUGOURDEAU & DE JEKHOWSKY, 1960); 11-13. *Calpichitina acollaris* (EISENACK, 1959).

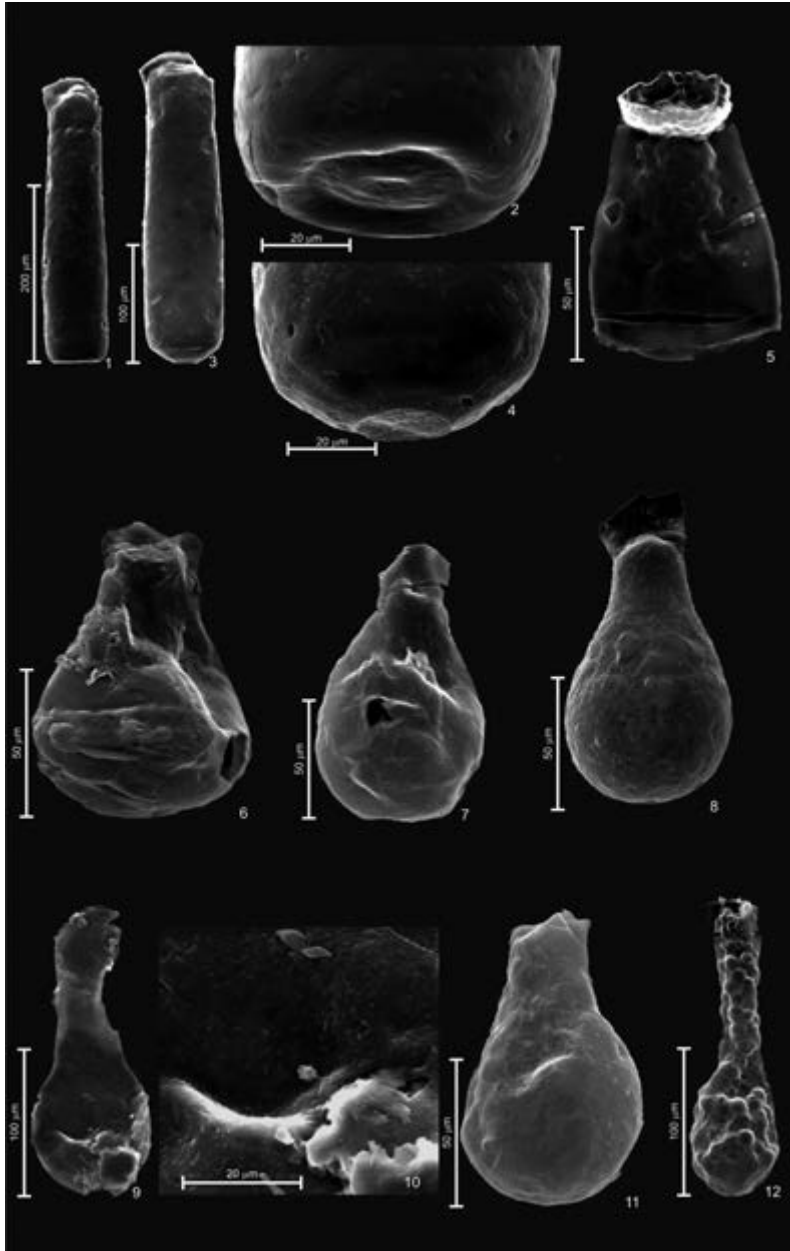


Fig. 4 – 1-4. *Conochitina* sp.; 5. *Cingulochitina* sp.; 6. Ancyrochitininae;
7, 11-12. *Lagenochitina* sp.; 8. Lagenochitinidae; 9-10. *Angochitina* sp.

(Página deixada propositadamente em branco)

A NEW ANOMODONT TAXON FROM THE MOZAMBICAN
KAROO (NIASSA PROVINCE, LATE PERMIAN)

UM NOVO TÁXONE DO KAROO MOÇAMBICANO
(PROVÍNCIA DO NIASSA, PÉRMICO SUPERIOR)

R. Araújo^{1,2,*}, R. Castanhinha^{2,3,*} e L. C. Junior^{4,*}

***Abstract** –The Metangula Graben (Mozambique), after nearly half a century of scarce collecting, is now providing new dicynodont specimens that will increase knowledge of Karoo basins outside South Africa. Based on a complete ilium we report the initial results from our expedition with a new dicynodont taxon occurrence for the Mozambican Karoo: aff. Diictodon. We also relocate the fossil site with precise geographic information. Allocation to aff. Diictodon is based upon the reduced development of the preacetabular process, modest development of the supracetabular buttress, and presence of a robust neck. Morphological dissimilarities and the variation of the ilia within Diictodon does not allow us further taxonomic refinement. This specimen was recovered from the analogous South African Tropidostoma Zone and, represents the first African Diictodon feliceps outside South Africa and Zambia, reinforcing the cosmopolitan nature of this taxon.*

***Keywords** – aff. Diictodon; Tatarian; Mozambique; Niassa*

Resumo –O Graben de Metangula (Moçambique), após quase meio século de recolhas escassas, fornece agora novos espécimes de Therapsida que aumentam o conhecimento das bacias do Karoo. Baseado num ílio completo, relatamos os resultados iniciais de uma expedição prévia com uma nova ocorrência de um táxone de Anomodontia para o Karoo

¹ Roy M. Huffington Department of Earth Sciences, Southern Methodist University, PO Box 750395, Dallas, Texas, 75275-0395.

² Museu da Lourinhã, Rua João Luis de Moura, 95, 2530-158 Lourinhã, Portugal.

³ Instituto Gulbenkian de Ciência, Rua da Quinta Grande, 6P-2780-156 Oeiras, Organogenesis Ibn Batuta (A1) – Room 1A, Portugal.

⁴ Museu Nacional de Geologia, Av. 24 de Julho, 355, Maputo, Mozambique.

* These authors contributed equally to this work.

Moçambique: aff. *Diictodon*. Também relocalizámos a jazida de fósseis e fornecemos informações geográficas precisas. A atribuição aff. *Diictodon* baseia-se em: desenvolvimento reduzido do processo pré-acetabular, desenvolvimento modesto do processo supracetabular, e presença de uma constrição robusta. Dissimilaridades morfológicas e variação dos ílios nos *Diictodon* não nos permitem um maior refinamento taxonómico. Este espécime foi colhido nos estratos análogos à Zona de *Tropidostoma* Sul-Africana, e representa o primeiro *Diictodon* fora da África do Sul e Zâmbia, reforçando o carácter cosmopolita deste táxone.

Palavras-chave – aff. *Diictodon*; Tatariano; Moçambique; Niassa

1 – Introduction

In July 2009 a preliminary expedition to the Metangula Graben (Niassa Province) was successful; the expedition not only rediscovered important fossil sites but have also shown that all sites pinpointed are very productive and are far from being well studied.

This is a preliminary account that provides new insights in the largely unexplored basin of the Mozambique Karoo, apparently bearing a wider taxonomic diversity than previously thought (Fig. 1). The faunal list from the Mozambican Karoo is far from being complete and future systematical sampling is required, accompanying the efforts being currently made in adjacent Karoo basins (SIDOR *et al.* 2010a; SIDOR *et al.* 2010b). The main purposes of this paper are to relocate the fossil locality that was vaguely indicated in the literature and identify the taxonomic affinities of an ilium recovered in 2009 from this basin.

Discoveries, regarding synapsids in the Metangula Graben, began when M. Domingos Rocha, who was part of a geological mapping project, led by A. Borges (Geological and Mines Services) and collected the first synapsid remains from Mozambique in 1949. This early mapping in search of coal and other natural resources provided a basis for understanding the geology of the region and a preliminary glance of the vertebrate fossils found there. The 1949 and 1954 fossil collections were sent to S. H. Haughton in South Africa, who wrote a preliminary note on the material and briefly referred to it in a broader article (HAUGHTON, 1963). This collection, now deposited in the Bernard Price Institute, was partially studied by LATIMER *et al.* (1995), who identified tooth replacement patterns in *Endothiodon* sp. The 1961 collection was studied by ANTUNES (1975), who described skull elements of *Endothiodon* and an unidentified gorgonopsian. BORGES *et al.* (1953), characterized the geological sequence of the lower portion of the basin as the “Lunho Series,” which was later correlated with the South African *Tropidostoma* Assemblage Zone (TEIXEIRA & GONÇALVES, 1959; ANTUNES, 1975); late Permian (*sensu* RUBIDGE *et al.*, 1995).

A second wave of geological exploration was done by the Direcção Nacional de Geologia, led by J. Verniers from 1977 to 1980. The four year project resulted in a detailed knowledge of the stratigraphy and economical potential of the basin (VERNIERS *et al.*, 1989), however without any significant insights on the vertebrate paleontology.

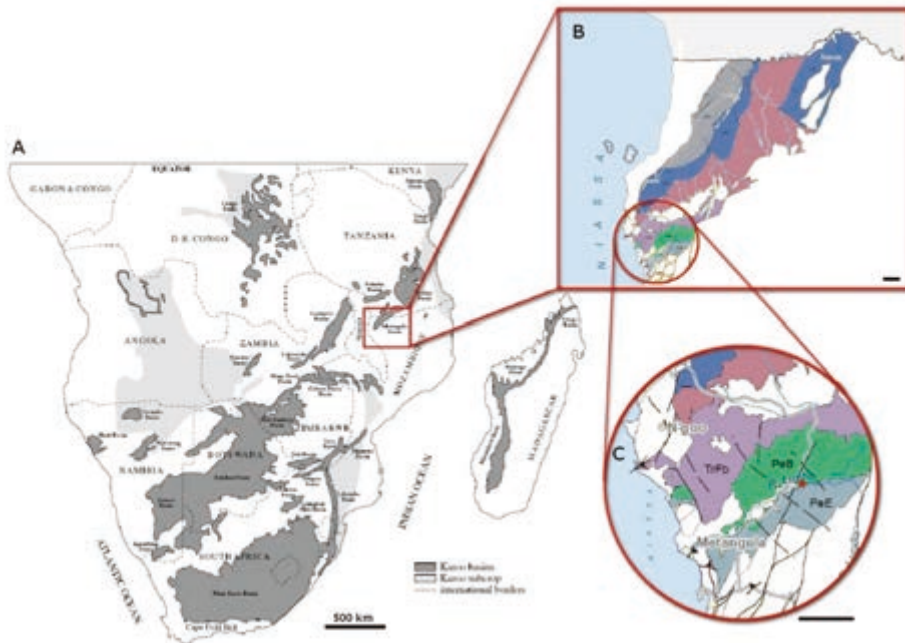


Fig. 1 – Maps showing the location of the findings. A – The Karoo basins in Southern Africa (modified from CATUNEANU *et al.*, 2005). B – Map showing Niassa Province (Mozambique) with the Karoo outcrops highlighted with colors. C – Location of the ilium ML1612 (red star, 12° 31' S, 34° 57' E).

JrJp, Jurassic (Lupilichi Formation); JrTe, Jurassic (Tende formation); TrMe Triassic (Mecondécé Formation); TrFb Triassic (Fabuè Formation); PeB Permian (Beaufort Group, Cádzi formation); PeE Permian (Ecca Group, Matinde/Moatize Formation). Scale bars B and C equal to 10 km.

2 – Geology and location

The fossiliferous unit is located near Tulo, a small village extending along Metangula-Cóbué road. Tulo is located in the Lago District, Province of Niassa. The location referred by ANTUNES (1975) and VERNIERS *et al.* (1989) may be misleading, because the most productive sites occur on the north margin of the Tulo River and not between Lunho and Lundo rivers. The Karoo in Mozambique belongs, in a broad scale, to the Eastern Rift Basins group (CATUNEANU *et al.*, 2005), which were unaffected by compressional flexural tectonics as the South African Karoo basin was. The Karoo outcrops in a graben that extends NE-SW which is enclosed in a Precambrian basement. The layer is equivalent to L10 from the BORGES *et al.* (1953) “Lunho series” and equivalent to K6 division from VERNIERS *et al.* (1989). The fossil bed is composed of a grey mudstone with abundant septaria-like calcareous concretions (VERNIERS *et al.*, 1989). The K6 division is underlain by reddish to grey siltstone (K5), and overlaid by coarse sandstone intercalated by a siltstone layer (Mount Lilonga Formation). Although the K6 division in

the Metangula Graben does not continue towards Tanzania, most of the so called Upper Karoo does, namely KSc and KSe (VERNIERS *et al.*, 1989). Indeed the fossiliferous “Chiweta Beds” from Malawi as well as the Usili Formation from Tanzania are correlatable to the K6 division from Mozambique (CATUNEANU *et al.*, 2005). According to ANTUNES (1975) the fossiliferous layer can be correlated to the *Endothiodon* Zone, which is according to the recent nomenclature equivalent to the *Tropidostoma* Zone by RUBIDGE (1995).

3 – Systematic paleontology

THERAPSIDA (BROOM, 1905)
 DICYNODONTIA (OWEN, 1859)
 aff. *Diictodon* (OWEN, 1876)

4 – Description

The ilium is nearly complete, only the periosteum around the dorsal edge is missing. In medial view, there is a crack that transverses the anterior and posterior edges from one side to the other of the neck. The lateral surface is concave whereas the medial one is flat. The ilium is longer than high which is indicative of the wide iliac blade, even taking into consideration the pre- and postacetabular processes. The medial side of the ilium is completely flat but the medial side tapers dorsally from the bulky acetabular region to the constantly thick iliac blade. The medial side bears four facets for the sacral ribs, which are evident by dorsoventrally-oriented depressions marked by striations along the same direction. The dorsal edge is slightly notched, differing substantially from the more extreme condition in *Lystrosaurus*. The dorsal edge is a smooth curve dorsally that descends abruptly until the postacetabular process. The slightly thickened anterior edge has a much wider curve than the posterior edge, which altogether forms the iliac neck. The iliac neck has a constriction index (IN/IB) of 0.74. Interestingly (see discussion), the posterior edge forms an obtuse angle. The postacetabular process is reduced forming only a small projection that nearly makes a right angle. The preacetabular process (IA) is larger than the postacetabular process (IP). It is hard to determine the areas of origin of the iliofibularis and iliortibialis due to lack of preservation of the periosteum.

More ventrally, the rounded supracetabular buttress is excavated posteriorly by the postacetabular notch that is not particularly deep in ML1612 (Fig. 2) (table 1). In fact, in ventral view the lateral slope of the supracetabular buttress and the iliofemoralis origination surface form an obtuse angle, contrary to the condition seen in *Lystrosaurus*. The acetabulum is deeply excavated; however the ilium seems only to participate with the more dorsal region to form the acetabulofemoral articulation. Most of the acetabulum is located on the anterior side of the ventral part of the ilium. In ventral view the facets for the ischium and pubis are distinct by a kink in the ventral border. The flat facet for the ischium is larger (3.0x1.5cm) than the slightly convex facet for the pubis (1.8x0.9cm).



Fig. 2 – Left ilium (ML1612) in different views: A-Lateral; B-Medial; C-Anterior; D-Posterior; E-Ventral; F-Dorsal. Ac-Acetabulum; Ap-Anterior process; Pp-Posterior process. Scale bar 1 cm.

5 – Measurements

Table 1 – Standardized measurements from RAY & CHINSAMY (1990). Measurements in centimeters.

	ML1612
Precetabular iliac process (IA)	2.2
Anteroposterior length of ilium (IL)	5.8
Postacetabular iliac process (IP)	1.2
Width of iliac base (IB)	4.3
Width of iliac neck (IN)	3.2
Iliac height (IH)	6.8
IA/IL	0.38
IP/IL	0.21
IL/IH	0.85

6 – Identification and comparison

Our comparison will be based essentially with tatarian dicynodonts but, when necessary, other taxa will also be analyzed.

148

The ilium can be differentiated from *Cistecephalus* on the basis of a more acute angle on the posterior border of the neck, as well as on the number of sacral vertebrae facets, only three in this species (CLUVER, 1978). However, the iliac blade, especially the anterior portion, shows some resemblances with BPI4086, in what concerns the development of the preacetabular process and the angles between the dorsal and anterior margins, but the abovementioned differences exclude a *Cistecephalus* ascription. *Tropidostoma* (SAM-PK-K9960 in SURKOV *et al.* 2005) does not have a postacetabular process excluding a potential ascription of ML1612 to this genus. The preacetabular process of *Robertia* (KING 1981) is slightly short relative to the total length of the iliac blade compared to ML1612 (RAY & CHINSAMY, 1990), whereas *Rhinocynodon* (SURKOV, 1998) bears the opposite condition. Furthermore, the neck of *Robertia* is narrower relative to the total length of the iliac blade – 25% from fig. 10 in KING (1981) vs. 44% in ML 1612. *Lystrosaurus* postacetabular notch is considerably deeper and the supracetabular buttress even detaches from the ilium body (SURKOV *et al.*, 2005); such condition is absent in ML1612. Considering the morphological description above, ML1612 closely resembles *Diictodon feliceps*, namely on the following aspects: reduced development of the preacetabular process to the total length of the ilium (RAY & CHINSAMY, 1990), modest development of the supracetabular buttress, presence of a robust neck. Nevertheless, by analyzing the published data (DEFAUW, 1986; RAY & CHINSAMY, 1990), all these features are still widely variable from specimen to specimen within the species *Diictodon feliceps*. Thus, only based on ilia, no true autapomorphies can be used to unambiguously ascribe ML1612 to this species.

Expectedly, ilia are hardly informative in phylogeny reconstruction among basal Anomodontia (e.g. ANGIELCZYK & KURKIN, 2003; FRÖBISCH, 2007). In this case it makes apomorphy-based taxonomic identification particularly difficult. ANGIELCZYK (2007) uses the length of the iliac processes relative to the total length of ilium as characters to reconstruct the phylogeny of dicynodonts. The following characters are either derived from direct comparison of specimens or resulting from unused characters derived from the literature.

The fact that ML1612 presents four facets in the medial side corresponding to the ribs from four sacral vertebrae is important to the identification, since this trait was only confirmed until now in *Kingoria*, *Endothiodon* and *Diictodon* (ANGIELCZYK & KURKIN, 2003). Notably, as dissimilar features in *Diictodon* and *Pristerodon*, the posterior border forming the neck forms a much more acute angle in comparison with ML1612. *Diictodon* and *Pristerodon* are very alike in overall shape and dimensions: the postacetabular length and anteroposterior length of the ilium ratio in ML1612 (0.21) is in the range of *Diictodon feliceps* (0.12-0.34) and is close to *Pristerodon* (0.20). But, interestingly, ML1612 differs significantly in one aspect from all other dicynodon species: the ilium is longer than high (RAY & CHINSAMY, 1990). This difference may be due to the later ontogenetic stage of ML1612, since this individual is considerably longer (5.8cm) than the longest *Diictodon feliceps* ilium already described (SAM-PK-K6716a measuring 4.8cm long, RAY & CHINSAMY, 1990). However, ML1612 very apparent difference from *Pristerodon* lies on

the construction of the acetabular region. Whereas *Pristerodon* the supracetabular region forms a well defined notch, in *Diictodon feliceps* and ML1612 the supracetabular buttress is modestly developed with a sinuous contour of the dorsal edge of the acetabulum.

The fact that the tatarian *Diictodon feliceps* is penecontemporaneous to the strata in Mozambique, namely K6 division, is merely indicative that ML1612 can be ascribed to *Diictodon feliceps*. In the other hand, the morphological analysis above mentioned, forces us to go no further than aff. *Diictodon*.

The presence of aff. *Diictodon* in Mozambique adds a new spot on the map on an entirely different basin, reinforcing the view that this genus may be cosmopolitan (ANGIELCZYK & SULLIVAN, 2008). This genus has only been reported for Zambia (ANGIELCZYK & SULLIVAN, 2003), South Africa and China (SUN, 1973).

Acknowledgements

The PalNiassa project counted with the help of many people who either aided us in the field, logistically, financially, or scientifically. Among all those people we are particularly thankful to: Adelaide Pedro (Direcção Nacional de Geologia de Tete), Adriano Sêvano (Direcção Nacional de Geologia de Moçambique), Álvaro Henriques, Anastácio Tamele (GED), Ângelo Cumbe (MNG), Ângelo Madrugas (GED), Dale Winkler (SMU), Daúd Jamal (UEM), Eva Lança, Fernando Noyal (ML), Hernâni Mergulhão (ML), João Mugabe (UEM), Lopo Vasconcelos (UEM), Louis L. Jacobs (SMU), Lucília Chuquela (MHN, Maputo), Luís Macuango (*régulo* in Tulo), Maria Matos (ML), Miguel Telles Antunes (Academia de Ciências de Lisboa, ML), Octávio Mateus (UNL, ML), Paulo Zucula (Minister of Transports of Mozambique) and Queen of Muchenga. We also thank Dale Winkler and Kenneth Angielczyk who have made pertinent comments on versions of this manuscript.

References

- ANGIELCZYK, K. D. & KURKIN, A. A. (2003) – Phylogenetic analysis of Russian Permian dicynodonts (Therapsida: Anomodontia): implications for Permian biostratigraphy and Pangaeian biogeography. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 139, p. 157–212.
- ANGIELCZYK, K. D. & SULLIVAN, C. (2003) – *Diictodon feliceps* (Owen, 1876), a dicynodont (therapsida, anomodontia) species with a pangaeian distribution. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 28, p. 788–802.
- ANGIELCZYK, K. D. & SULLIVAN, C. (2008) – *Diictodon feliceps* (Owen, 1876), a dicynodont (Therapsida, Anomodontia) species with a Pangaeian distribution. *Journal of Vertebrate Paleontology* 28, p. 788–802.
- ANGIELCZYK, K. D. (2007) – New specimens of the tanzanian dicynodont “*Cryptocynodon parringtoni*” von Huene, 1942 (Therapsida, Anomodontia), with an expanded analysis of Permian dicynodont phylogeny. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 27, p. 116–131.
- ANTUNES, M. T. (1975) – Sur quelques reptiles du Karroo de Maniamba, Mocambique. *Colloque international CNRS, Paris*, 218, p. 371–380.
- BORGES, A., NUNES, A. & FREITAS, F. (1953) – Contribuição para o reconhecimento do Karroo Português do Lago Niassa. *Província de Moçambique, Serviços de Industria e Geologia, Série de Geologia e Minas, Memórias e Comunicações*, 12, p. 1–15.

- BROOM, R. (1905) – On the use of the term Anomodontia. *Records of the Albany Museum*, 1, p. 266–269.
- CATUNEANU, O., WOPFER, H., ERICKSON, P. G., CAIRNCROSS, B., RUBIDGE, B. S., SMITH, R. M. N. & HANCOX, P. J. (2005) – The Karoo basins of South-Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43, p. 211–253.
- CLUVER, M. A. (1978) – The skeleton of the mammal-like reptile Cistecephalus with evidence for a fossorial mode of life. *Annals of the South African Museum*, 76, p. 213–246.
- DEFAUW, S. L. (1986) – The Appendicular Skeleton of African Dicynodonts. Unpublished Ph.D. dissertation, Wayne State University, Detroit, Michigan, 248 p.
- FRÖBISCH, J. (2007) – The cranial anatomy of *Komboisia frerensis* Hotton (Synapsida, Dicynodontia) and a new phylogeny of anomodont therapsids. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 150, p. 117–144.
- HAUGHTON, S. H. (1963) – Note on the distribution of fossil Reptilia of Karroo Age. *Palaeontologia Africana*, 8, p. 1–37.
- KING, G. M. (1981) – Postcranial skeleton *Robertia broomiana*, an early dicynodont (Reptilia: Therapsida) from the South African Karoo. *Annals of the south african museum*, 84(5): 203–231.
- LATIMER, E. M., GOW, C. E., & RUBIDGE, B. S. (1995) – Dentition and feeding niche of *Endothiodon* (Synapsida; Anomodontia). *Palaeontologia Africana*, 32, p. 75–82.
- OWEN, R. (1859) – On the orders of fossil and recent Reptilia and their distribution in time. *Reports of the British Association for the Advancement of Science*, p. 153–166.
- OWEN, R. (1876) – *Descriptive and Illustrated Catalogue of the Fossil Reptilia of South Africa in the Collections of the British Museum*. Taylor and Francis, London, 88pp.
- RAY S. & CHINSAMY A. (1990) – Functional aspects postcranial anatomy Permian dicynodon *Diictodon* ecological implications. *Palaeontology*, 46, p. 151–183.
- RUBIDGE, B. S. (1995) – Biostratigraphy of the Beaufort Group (Karoo Supergroup). *South African Committee for Stratigraphy Biostratigraphic Series*, 1, p. 1–46.
- SIDOR, C. A., ANGIELCZYK, K. D., WEIDE, D. M., SMITH, R. H., NESBITT, S. J. & TSUJI, L. A. (2010a) – Tetrapod fauna of the lowermost Usili formation (Songea Group, Ruhuhu Basin) of southern Tanzania, with a new burnetiid record. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 30, p. 696–703.
- SIDOR, C., STEYER, J., ANGIELCZYK, K., SMITH, R. & TOLAN, S. (2010b) – New information on the Permian and Triassic vertebrate faunas of the Luangwa basin, Zambia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 30 (3 supplement): 165A.
- SUN, A.-L. (1973) – A new species of Dicynodon from Sinkiang. *Vertebrata Palasiatica*, 11, p. 52–58.
- SURKOV, M. V. (1998) – The Postcranial Skeleton of *Rhinodicynodon gracile* Kalandadze, 1970 (Dicynodontia). *Paleontological Journal*, 32, p. 402–409.
- SURKOV, M. V., KALANDADZE, N. N., & BENTON, M. J. (2005) – *Lystrosaurus georgi*, a dicynodont from the Lower Triassic of Russia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 25, p. 402–413.
- TEIXEIRA, C., & GONÇALVES, F. (1959) – Contribuição para o conhecimento geológico do Karroo da Africa Portuguesa IV. Descrição de alguns restos de vegetais fósseis do Karroo das regiões do Niassa e de Mossurize (Moçambique). *Garcia de Orta*, 7, p. 785–789.
- VERNIERS, J., JOURDAN, P. P., PAULIS, R. V., FRASCA-SPADA, L. & DE BOCK, F. R. (1989) – The Karroo Graben of Metangula, Northern Mozambique. *Journal of African Earth Sciences*, 9, p. 137–158.

ANÁLISE QUANTITATIVA DAS ASSOCIAÇÕES DE
FORAMINÍFEROS DA PASSAGEM JURÁSSICO
INFERIOR-MÉDIO DO PERFIL DE MARIA PARES
(SETOR NORTE DA BACIA LUSITÂNICA, PORTUGAL)
– IMPLICAÇÕES PALEOECOLÓGICAS

QUANTITATIVE ANALYSIS OF THE
LOWER-MIDDLE JURASSIC FORAMINIFERAL
ASSEMBLAGES FROM THE MARIA PARES SECTION
(NORTHERN LUSITANIAN BASIN, PORTUGAL)
– PALEOECOLOGICAL IMPLICATIONS

V. L. Figueiredo¹ & H. C. Guterres²

Resumo – As associações de foraminíferos bentónicos do intervalo estratigráfico Toarciano superior – Aaleniano médio do Perfil de Maria Pares (Setor Norte da Bacia Lusitânica, Portugal) são características do domínio boreal e típicas de plataformas carbonatadas do Jurássico. A análise quantitativa daquelas permitiu avaliar a sua diversidade, bem como a sua evolução ao longo do intervalo estratigráfico estudado. A partir da análise dos valores obtidos, decorrentes da aplicação de vários índices de diversidade, é possível concluir que as associações estudadas são relativamente diversas e ocupariam zonas de plataforma marinha, com salinidade normal e bem oxigenadas. Além disso, foi também possível diferenciar, ao longo do intervalo estratigráfico estudado, três episódios nos quais as condições ambientais condicionaram o desenvolvimento das associações de foraminíferos.

Palavras-chave – Foraminíferos; Paleocologia; Passagem Jurássico Inferior-Médio; Bacia Lusitânica; Portugal

¹ Laboratório Nacional de Energia e Geologia. Estrada da Portela, Bairro do Zambujal – Alfragide, 2610-999 Amadora. Centro Geociências UC. Lg. Mq. Pombal, 3049 Coimbra, Portugal; verfigueiredo@gmail.com

² Secretaria de Estado de Recursos Naturais. 1º Andar Edifício de Fomento, Rua Dom Alexo Corte Real, Mandarin, P. O. BOX 171 Dili, Timor Leste. Centro Geociências UC. Lg. Mq. Pombal, 3049 Coimbra, Portugal; larimata@gmail.com

Abstract – *The benthonic foraminiferal assemblages of the upper Toarcian – middle Aalenian from the Maria Pares Section (Northern Sector Lusitanian Basin, Portugal) are characteristic of the Boreal realm and are typical of Jurassic carbonate platforms. The quantitative analysis of the foraminiferal assemblages allowed the evaluation of their diversity, as well as their evolution throughout the studied stratigraphic interval. The resulting values, based on the application of several diversity indexes, indicate that the studied assemblages are relatively diverse, and must have occupied areas of shelfal basin, displaying well-oxygenated and normal salinity conditions. Additionally, it was also possible to differentiate three stages along the considered time interval, reflecting environmental conditions which have allowed the development of the foraminiferal assemblages.*

Keywords – *Foraminifers; Paleocology; Lower-Middle Jurassic boundary; Lusitanian Basin; Portugal*

1 – Introdução

No presente trabalho apresentam-se os resultados obtidos a partir da análise quantitativa detalhada de 19 associações de foraminíferos bentónicos registadas ao longo do intervalo estratigráfico Toarciano superior (Biozona Aalensis) – Aaleniano inferior (Biozona Opalinum) – Aaleniano médio (Biozona Bradfordensis) no Perfil Maria Pares (Sector Norte da Bacia Lusitânica, Portugal).

A análise quantitativa das associações de foraminíferos foi realizada através da aplicação de vários índices de diversidade. Através dos valores obtidos, foi possível avaliar a diversidade de cada associação, bem como a sua evolução ao longo do intervalo estratigráfico estudado. Foi igualmente possível, para o mesmo intervalo temporal, identificar as condições paleoambientais em que se desenvolveram as associações de foraminíferos e diferenciar alguns episódios onde se registaram variações nas condições ambientais.

2 – Enquadramento geológico

O Perfil de Maria Pares localiza-se no Setor Norte da Bacia Lusitânica (Portugal), na região de Rabaçal, a cerca de 8 km a SE de Condeixa-a-Nova (GUTERRES, 2010) (Fig. 1).

Do ponto de vista litostratigráfico, o intervalo estudado (Toarciano superior – Aaleniano inferior – Aaleniano médio) corresponde maioritariamente à Formação de Póvoa da Lomba (*sensu* AZERÊDO *et al.*, 2003; DUARTE, 2007; BARBOSA *et al.*, 2008), caracterizada pela alternância de camadas de margas e calcários margosos de cor cinzenta, muito ricos em amonites, com predominância de margas na base e um aumento progressivo de calcário margoso para o topo (Fig. 2). Sobre esta unidade assenta a Formação de Degracias (AZERÊDO *et al.*, 2003), equivalente à Formação de Póvoa da Lomba para BARBOSA *et al.* (2008), que se caracteriza pela ocorrência de calcários micríticos compactos em bancadas espessas, de cor cinzento-azulado (Calcários azuis do Poço Central em HENRIQUES, 1992). Entre elas, a ausência de registo da Biozona Murchisonae, com valor bacinal (HENRIQUES, 1992, 1998; AZERÊDO *et al.*, 2003) traduz-se numa lacuna estratigráfica com expressão à escala regional (descontinuidade DT5 de DUARTE, 1997).

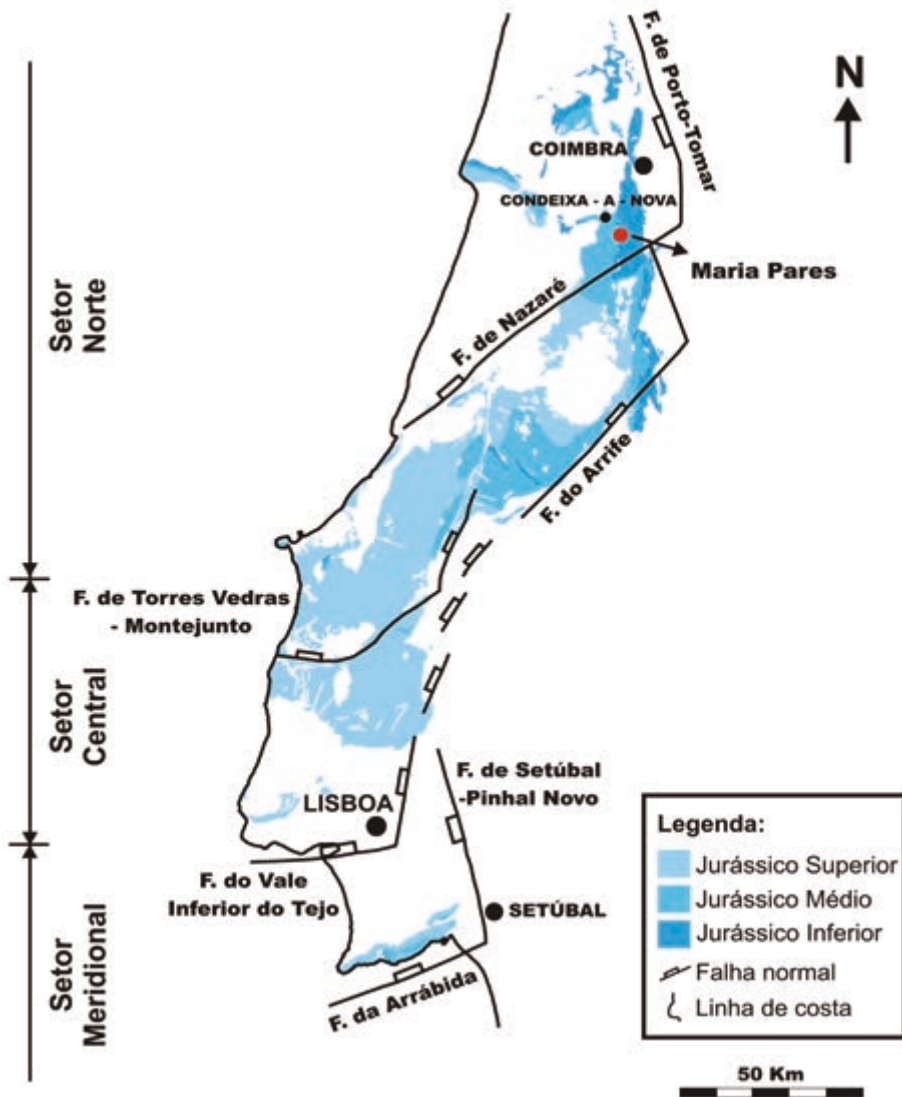


Fig. 1 – Localização do perfil de Maria Pares (Setor Norte da Bacia Lusitânica) (Modificado da CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL, 1992 e adaptado de KULLBERG, 2000).

3 – Materiais e métodos

A amostragem no perfil estudado realizou-se tendo em conta as unidades biostratigráficas estabelecidas por HENRIQUES (1992, 1998), através do reconhecimento de associações de amonites. Foram recolhidas, no total, 19 amostras (Fig. 2), tendo sempre em atenção a espessura e as características litológicas das diferentes subzonas.

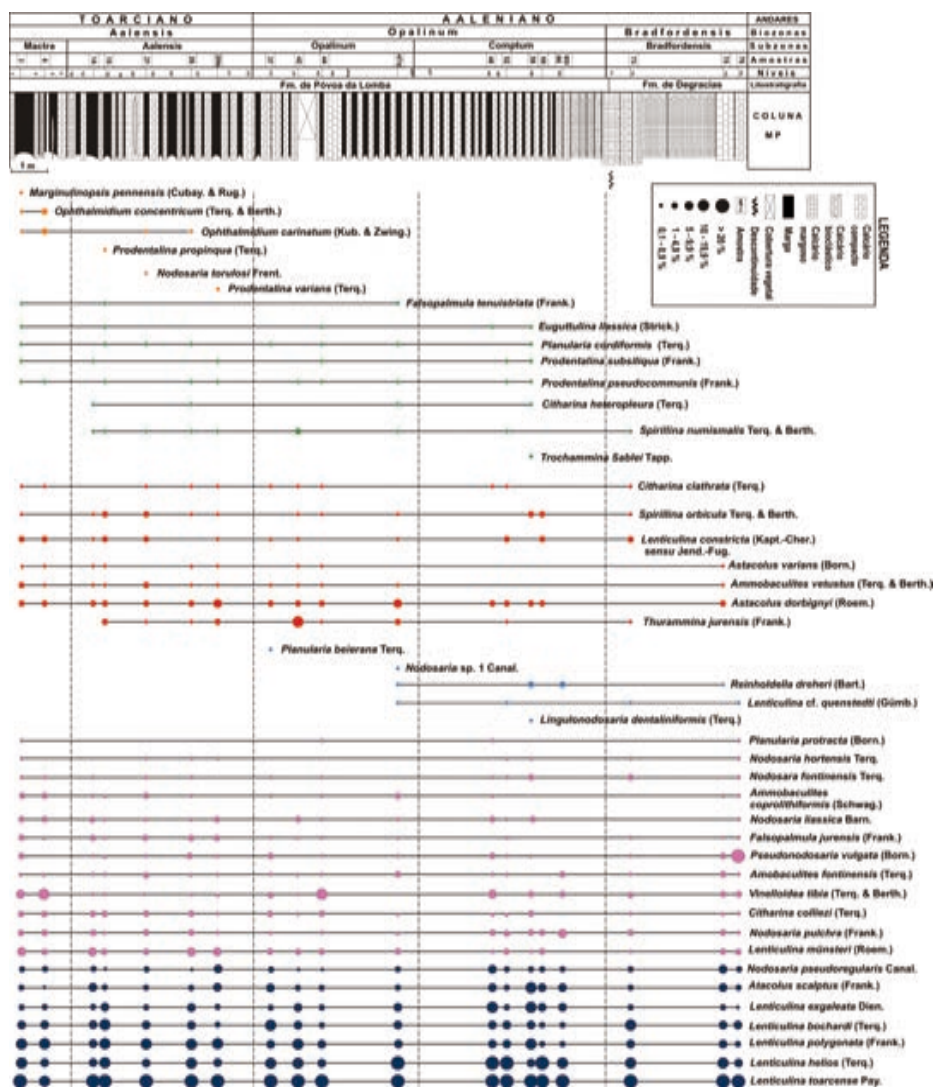


Fig. 2 – Perfil estratigráfico de Maria Pares e respectivas unidades biostratigráficas (HENRIQUES, 1992, 1998). Posicionamento das amostras estudadas ao longo do intervalo estratigráfico Toarciano superior – Aaleniano médio. Representação das ocorrências e abundância relativa de cada espécie identificada em cada associação de foraminíferos (GUTERRES, 2010).

No trabalho de laboratório processaram-se cerca de 300 gr de cada amostra. Na lavagem das amostras utilizou-se uma coluna de 5 peneiros, com as malhas de 1mm, 0,5mm, 0,250mm, 0,125mm e 0,063mm. Depois da triagem das três frações intermédias, a determinação taxonómica dos exemplares, a nível supragenérico, baseou-se na classificação

de LOEBLICH & TAPPAN (1988). A nível específico, utilizou-se a base de dados de descrições originais elaborada por ELLIS & MESSINA (1940-1990).

Na abordagem paleoecológica das associações de foraminíferos registadas no perfil estudado, foram utilizados alguns índices de diversidade que se podem agrupar em dois tipos: índices de riqueza específica e índices baseados na dominância de espécies (CANALES, 1998, 2001). Quanto aos índices de riqueza, aplicaram-se o Índice α de Fisher e o Índice de Riqueza de Margalef. Dos índices baseados na dominância de espécies, usaram-se o Índice de Simpson, o Índice de Berger – Parker, o Índice de Shannon e Wiener e o Índice de Equitabilidade de Pielou. Os valores de tais índices nas associações estudadas foram obtidos utilizando o programa PAST (HAMMER & HARPER, 2006). As variações destes valores obtidos, ao longo do intervalo estratigráfico estudado, foram posteriormente analisadas e interpretadas.

4 – Resultados e Discussão

Nas associações estudadas obtiveram-se, no total, 15.273 foraminíferos que se incluem em 5 subordens, 12 famílias, 18 géneros e 45 espécies (GUTERRES, 2010; CANALES *et al.*, 2010) (Fig. 2). A composição taxonómica das associações estudadas corresponde ao domínio boreal e são típicas de plataformas carbonatadas do Jurássico (HALLAM, 1969; GORDON, 1970; CANALES, 1998, 2001). Os exemplares apresentam-se relativamente bem preservados e não se encontra nenhuma evidência que indique que a composição das associações tivesse sido afetada por mecanismos de alteração tafonómica.

Em relação aos índices aplicados, verificou-se que o Índice α de Fisher nas associações estudadas varia entre 3,53 e 6,76 (Fig. 3A), com valores relativamente regulares e altos ($\alpha > 5$) em grande parte das amostras (12), o que traduz ambientes marinhos normais (MURRAY, 1991), com condições ambientais adequadas ao desenvolvimento das associações de foraminíferos. Ao longo de todo o perfil verifica-se uma certa homogeneidade dos valores deste índice, mas na Biozona Bradfordensis os valores baixam ($\alpha < 4$), o que pode refletir mudanças ambientais inibidoras do normal desenvolvimento de algumas associações (MURRAY, 1991).

Nas associações estudadas, os valores do Índice de Riqueza de Margalef variam entre 2,46 e 4,72 (Fig. 3B). Verifica-se que existe uma certa homogeneidade dos valores (entre 3 e 4) em quase todo o perfil, à exceção do topo da Subzona Comptum, em que se regista uma pequena oscilação, refletindo condições ambientais um pouco instáveis.

O Índice de Simpson varia entre 0 e 1 e reflete a dominância numa associação. Se todos os indivíduos são da mesma espécie, λ é 1. Isto significa que, quanto maior é λ , menor é a diversidade (BUZAS, 1979). Os valores obtidos para este índice variam entre 0,69 e 0,91 nas diferentes associações (Fig. 3C). Na sua maioria, os valores tendem a ser altos, com $\lambda > 0,8$. Somente em duas associações (MP65/66 e MP73) é que o valor é inferior a 0,7. Estes valores indicam que, apesar de se registarem valores altos de diversidade nas associações estudadas, há um certo domínio de uma espécie que, em todas as associações, é *Lenticulina toarcense* Payard.

O Índice de Berger – Parker permite quantificar a dominância. Os valores obtidos para este índice, nas associações estudadas, mostram variações entre 0,20 e 0,53 (Fig. 3D). Estes valores são, no geral, baixos e apresentam oscilações pouco significativas. Os valores deste índice reforçam que nas associações estudadas, a dominância de *Lenticulina toarcense* Payard é moderada.

Os valores do Índice de Shannon e Wiener no Perfil de Maria Pares permanecem relativamente constantes ao longo de todo o intervalo estratigráfico estudado, variando entre 1,71 e 2,76 (Fig. 3E). BEERBOWER e JORDAN (1969) consideraram que a diversidade é baixa quando $H' < 0,6$, moderada quando $0,6 < H' < 1$ e alta quando $H' > 1$. Assim, no Perfil de Maria Pares, pode considerar-se que as associações de foraminíferos bentônicos são diversas. Por outro lado, MURRAY (1991) relaciona os valores da diversidade com distintos paleoambientes. Assim, segundo este autor, os valores obtidos com este índice indicam que as associações estudadas se desenvolveram em condições ambientais de plataforma marinha com salinidade normal.

O Índice de Equitabilidade de Pielou indica se as diferentes espécies constituintes de uma associação possuem abundância (número de exemplares) semelhante ou divergente. Assim, se $J'=1$, todas as espécies têm o mesmo número de exemplares, o que significa que não existe dominância de uma espécie em relação a outra. Se os valores forem baixos, tal indicador evidencia condições de elevado “stress” ambiental (HAYNES, 1981). No Perfil de Maria Pares, os valores do Índice de Equitabilidade de Pielou permanecem relativamente constantes, variando entre 0,53 e 0,79 (Fig. 3F). Assim sendo, não se deteta uma clara dominância de nenhuma espécie e, em momento algum, parece ter havido condições de “stress” ambiental.

A análise dos valores dos índices de diversidade obtidos no presente trabalho permite a diferenciação de três episódios ao longo do intervalo estratigráfico estudado (Fig. 3). Cada um destes episódios reflete condições ambientais ligeiramente diferentes, em termos de estabilidade ou instabilidade, que condicionaram a diversidade das associações.

No Episódio 1 (Subzona Mactra até à parte inferior da Subzona Aalensis), os índices mostram valores com tendência decrescente, que poderão indicar que as condições ambientais foram cada vez menos favoráveis ao desenvolvimento das associações de foraminíferos neste intervalo.

No Episódio 2 (Subzona Aalensis até à parte superior da Subzona Comptum), os valores dos índices são mais altos, estáveis e homogêneos, com exceção de pequenas oscilações no topo da Subzona Comptum. Os valores mais elevados e regulares traduzem condições ambientais estáveis e adequadas ao desenvolvimento das associações. Os valores mais oscilatórios, na parte superior deste episódio, podem refletir maior instabilidade nas condições ambientais, provavelmente relacionadas com mudança nas condições de sedimentação, de natureza cada vez mais calcária e menos margosa.

No Episódio 3 (Biozona Bradfordensis), os valores dos índices começam por ser baixos e apresentam uma tendência crescente. No entanto, os valores são mais baixos do que no Episódio 2, o que pode ser interpretado, em termos paleoecológicos, como uma perda inicial de qualidade nas condições ambientais, com tendência a melhorar na parte superior deste episódio. A instalação de condições de sedimentação mais calcárias, provavelmente não favorece o desenvolvimento de associações de foraminíferos tão abundantes e diversas como no Episódio 2.

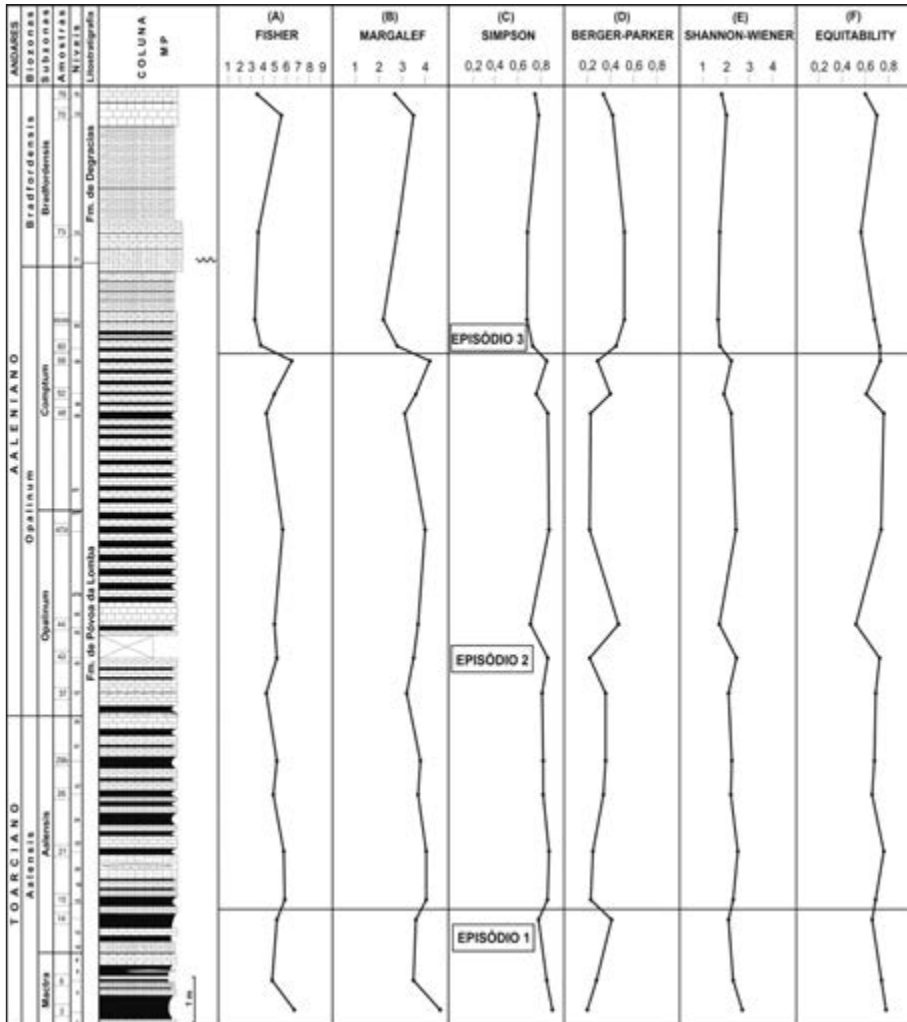


Fig. 3 – Representação gráfica dos valores dos índices de diversidade aplicados e episódios separados a partir das suas variações. (A) Índice α de Fisher; (B) Índice de Riqueza de Margalef; (C) Índice de Simpson; (D) Índice de Berger – Parker; (E) Índice de Shannon e Wiener; (F) Índice de Equitabilidade de Pielou.

5 – Conclusões

Do ponto de vista paleoecológico, as associações de foraminíferos registadas no Perfil de Maria Pares, ao longo do intervalo estratigráfico Toarciano superior – Aaleniano inferior – Aaleniano médio, desenvolveram-se em zonas de plataforma marinha, com salinidade normal, bem oxigenadas e localizadas a profundidades situadas acima do nível

de compensação da calcite. São constituídas por espécies com modos de vida bentónicos, tanto epifaunais como infaunais. As associações estudadas correspondem ao domínio boreal e são típicas de plataformas carbonatadas do Jurássico.

A análise quantitativa das associações de foraminíferos, com o propósito de avaliar a sua diversidade, bem como a sua evolução ao longo do intervalo estratigráfico estudado, permite considerar que as associações analisadas são, em geral, abundantes e diversas e sem dominância de nenhuma espécie, apesar de *Lenticulina toarcense* Payard ser a espécie mais abundante em todas elas. A variação dos valores dos índices de diversidade aplicados permite a diferenciação de 3 episódios ao longo do intervalo estratigráfico estudado: o Episódio 1 (Subzona Macra até à parte inferior da Subzona Aalensis) traduz condições ambientais cada vez menos favoráveis para o desenvolvimento das associações; o Episódio 2 (Subzona Aalensis até à parte superior da Subzona Comptum) traduz condições ambientais mais estáveis e adequadas ao desenvolvimento das associações. No entanto, em algumas associações registadas no topo da Subzona Comptum, verifica-se um decréscimo de exemplares e de espécies que, por sua vez, pode traduzir uma pequena instabilidade das condições ambientais; no Episódio 3 (Biozona Bradfordensis), as condições ambientais são inicialmente pouco favoráveis para o desenvolvimento das associações, mas com tendência a melhorar. É provável que o registo das associações de foraminíferos menos abundantes e diversas neste perfil, a partir do topo da Subzona Comptum, esteja relacionado com a mudança no regime de sedimentação, que passa a ser mais calcária e menos margosa do que no resto do intervalo estratigráfico estudado.

Agradecimentos – Os autores agradecem a María Luisa Canales (Universidade Complutense de Madrid, Espanha) e a Maria Helena Henriques (Universidade de Coimbra, Portugal) pela leitura crítica do manuscrito. O trabalho de laboratório beneficiou do apoio do Consórcio Petrobras-Galp-Partex.

Referências Bibliográficas

- AZERÊDO, A. C., DUARTE, L. V., HENRIQUES, M. H. & MANUPPELLA, G. (2003) – Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos de Geologia de Portugal, Instituto Geológico e Mineiro*, Lisboa, 43 p.
- BARBOSA, B., SOARES, A. F., ROCHA, R. B., MANUPPELLA, G. & HENRIQUES, M. H. (2008) – Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50.000. Notícia explicativa da Folha 19 – A (Cantanhede). *Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação*, Lisboa, Portugal, 41 p.
- BEERBOWER, J. R. & JORDAN, D. (1969) – Application of information theory to paleontologic problems: Taxonomic diversity. *Journal of Paleontology*, 43, p. 1184-1198.
- BUZAS, M. A. (1979) – The measurement of species diversity. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course*, 6, p. 3-10.
- CANALES, M. L. (1998) – Foraminíferos del Aalenense en la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Tesis Doctoral. Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid*. 759 p. (inédita).
- CANALES, M. L. (2001) – Los foraminíferos del Aalenense (Jurásico Médio) en la Cuenca Vasco-Cantábrica (N de España). *Revista Española de Micropaleontología*, 33, p. 253-438.

- CANALES, M. L., HENRIQUES, M. H., FIGUEIREDO, V. L. & GUTERRES, H. (2010) – Foraminifera from the Lower-Middle Jurassic of the Lusitanian Basin (Portugal) – biostratigraphic and palaeoecological significance. In: Pena dos Reis, R. e Pimentel, N. (eds.). “Rediscovering the Atlantic: new ideas for an old sea...”, II Central & North Atlantic Conjugate Margins Conference Lisbon, p. 42-46.
- CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL, à escala 1/500 000 (1992) – *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa (2 Folhas).
- DUARTE, L. V. (1997) – Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian – Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comunicação do Instituto Geológico e Mineralógico*, Lisboa, 83, p. 65-94.
- DUARTE, L. V. (2007) – Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin, Portugal. *Ciências da Terra, Universidade Nova*, Lisboa, 16, p. 17-23, 5 figs.
- ELLIS, B. F. & MESSINA, A. (1940-1990) – *Catalogue of Foraminifera*. Museum of Natural History, New York.
- GORDON, W. A. (1970) – Biogeography of Jurassic Foraminifera. *The Geological Society of America Bulletin*, 81, p. 1689-1704.
- GUTERRES, H. C. (2010) – Foraminíferos da passagem Jurássico Inferior – Médio do Sector Norte da Bacia Lusitânica: o perfil de Maria Pares (Rabaçal). *Tese de Mestrado, Universidade de Coimbra*, 78 p. (não publicada).
- HALLAM, A. (1969) – Faunal realms and facies in the Jurassic. *Palaeontology*, 12, p. 1-18.
- HAMMER, O. & HARPER, D. A. T. (2006) – Paleontological Data Analysis. Oxford, *Blackwell Publishing*, 351 p.
- HAYNES, J. R. (1981) – Foraminifera. *Macmillan Publishers Ltd.*, London, 433 p.
- HENRIQUES, M. H. (1992) – Biostratigrafia e Paleontologia (*Ammonoidea*) do Aaleniano em Portugal (Sector Setentrional da Bacia Lusitaniana). *Tese de Doutoramento. Centro de Geociências, Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra*, 301p., 7 est. (não publicado).
- HENRIQUES, M. H. (1998) – Caracterização biostratigráfica do Aaleniano de Maria Pares (Rabaçal, Portugal). In: Oliveira, J. T. e Dias, R. P. (eds.). V Congresso Nacional de Geologia, Livro Guia das Excursões, Lisboa. *Sociedade Geológica de Portugal*, 1, p. 53-57.
- KULLBERG, J. C. (2000) – Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana. *Tese de Doutoramento em Geologia, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa*, 280 p. (não publicada).
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1988) – Foraminifera genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 2, 970 p.
- MURRAY, J. W. (1991) – Ecology and Paleocology of Benthic Foraminifera. John Wiley and Sons Inc., New York, 397 p.

(Página deixada propositadamente em branco)

CONSIDERAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS
SOBRE OS ANUROS JURO-CRETÁCEOS
DA AMÉRICA DO SUL E ÁFRICA

PALEOGEOGRAPHIC CONSIDERATIONS
ON JURASSIC-CRETACEOUS ANURANS
OF SOUTH AMERICA AND AFRICA

K. J. G. Leite¹, M. H. Hessel² & M. E. C. Leal³

Resumo – Recentes estudos sobre a paleogeografia dos continentes africano e sul-americano durante o Jurássico e Cretáceo têm sugerido que suas linhas de costa naquele tempo eram bastante diferentes das atuais, com mares epicontinentais cortando o Brasil central de leste a oeste, e mantendo o nordeste da América do Sul junto à atual África. Deste modo, neste trabalho é apresentada uma síntese da ocorrência de espécies descritas de anuros juro-cretáceos sulamericanos e africanos, confrontando-a com esta paleogeografia que redesenha o litoral do Gondwana Ocidental. No Jurássico, todos os anuros conhecidos se encontram na Patagônia argentina: *Vieraella herbesti*, *Notobatrachus degiustoi* e *N. reigi*. As espécies de Archaeobatrachia ocorrentes no Marrocos (*Enneabatrachus?* sp.) e na Argentina (*Vieraella herbesti*) sugerem uma origem vicariante desta subordem relacionada à separação do Gondwana Oriental e Ocidental. Os Mesobatrachia compõem a mais variada biota de anuros gondwânicos mesozóicos, sendo representados pelos Pipoidea, que ocorrem no Berriasiano do Marrocos (*Aygroua anoualensis*), Aptiano do Malawi, Cenomaniano do Sudão e da Patagônia (*Avitabatrachus uliana*) e Coniaciano-Maastrichtiano de Camarões, do Níger (*Pachybatrachus taqueti*), África do Sul (*Eoxenopoides reuningi* e *Vulcanobatrachus mandelai*) e da Argentina (*Saltenia ibanezi*). Dentre os Neobatrachia, os Nobleobatrachia registrados no Gondwana Ocidental ocorrem somente na América do Sul: Jurássico da Patagônia (*Notobatrachus degiustoi* e *N. reigi*), Aptiano do Araripe (*Arariphrynus placidoie†* e *Eurycephalella alcinae*) e Neocretáceo de Minas Gerais (*Baurubatrachus pricei*). Os anuros descritos do Araripe, todos Neobatrachia, não têm congêneres

¹ Departamento de Geologia, UFC, Fortaleza, Brasil; karlapaleo@gmail.com

² Departamento de Geologia, UFC, Fortaleza, Brasil; bolsista da FUNCAP; mhhessel@gmail.com

³ Departamento de Zoologia, UERJ, Rio de Janeiro, Brasil; mecl@centroin.com.br

na África que permitam confirmar a hipótese de um nordeste brasileiro temporariamente africano no Eocretáceo.

162

Palavras-chave – Paleogeografia; Anuros; África; Argentina; Brasil

Abstract – Recent studies on the palaeogeography of Africa and South America during Jurassic and Cretaceous times have suggested that their coastlines at that time were quite different from today, with seaways cutting central Brazil, and keeping the northeast of South America along present-day Africa. Thus, this paper presents a summary of the described species of Jurassic-Cretaceous Anura from Africa and South America, confronting it with this palaeogeography that redraws the coastline of Western Gondwana. In the Jurassic, all recognized Anura comes from Argentinean Patagonia: *Vieraella herbesti*, *Notobatrachus degiustoi* and *N. reigi*. The Archaeobatrachia species occurring in Morocco (*Enneabatrachus?* sp.) and Argentina (*Vieraella herbesti*) suggest a vicariance origin of this suborder related to the Eastern and Western Gondwana separation. The Mesobatrachia comprise the most diverse biota of Mesozoic Gondwanan Anura, being represented by Pipoidea, which occur in the Berriasian of Morocco (*Aygroa anoualensis*), Aptian of Malawi, Cenomanian of Sudan and Patagonia (*Avitabatrachus uliana*), and Coniacian-Maastrichtian of Cameroon, Niger (*Pachybatrachus taqueti*), South Africa (*Eoxenopoides reuningi* and *Vulcanobatrachus mandelai*), and Argentina (*Saltenia ibanezi*). Among the Neobatrachia, the Nobleobatrachia registered in Western Gondwana occur only in South America: Jurassic of Patagonia (*Notobatrachus degiustoi* and *N. reigi*), Aptian of Araripe (*Arariphrynus placidoi* and *Eurycephalella alcinae*) and Late Cretaceous of Minas Gerais (*Baurubatrachus pricei*). The described Anura from Araripe, all Neobatrachia, do not have counterparts in Africa to confirm the hypothesis of a Brazilian northeast temporarily African in Early Cretaceous time.

Keywords – Paleogeography; Anurans; Africa; Argentina; Brazil

1 – Introdução

Recentes estudos paleontológicos sobre a paleogeografia gondwânica durante o Jurássico e Cretáceo, mormente sobre a região que envolve o continente africano e o sulamericano, têm sugerido que neste tempo nem sempre as linhas de costa encontravam-se onde hoje temos a margem oeste africana e a leste brasileira. Análises sobre dinoflagelados efetuados por ARAI *et al.* (2007); ARAI (2009, 2011) indicam que áreas marinhas cortavam o Brasil central de leste a oeste no Aptiano. MAISEY (2011), comparando principalmente ictiofaunas dulcícolas e salobras eocretáceas da América do Sul e África, conclui que a hipótese de um Araripe africano é muito plausível. Araripe é uma pequena bacia sedimentar no interior do nordeste brasileiro, onde ocorre uma abundante e bem preservada biota eocretácea, com pteridófitas, gimnospermas, angiospermas, lacertílios e dinossauros terrestres; anfíbios, crocodilomorfos e tartarugas marginais; peixes e crustáceos dulcícolas e salobros; pterossauros e insetos voadores; e formas marinhas, como moluscos, equinodermas, foraminíferos e dinoflagelados. É nos estratos aptianos desta bacia que ocorre a mais diversificada fauna de anuros brasileiros, permitindo uma avaliação de sua ocorrência comparada a de espécies contemporâneas à luz desta nova hipótese da paleogeografia gondwânica.

2 – Paleobiogeografia do Gondwana no Neojurássico e Eocretáceo

No Eojurássico brasileiro, como salientou MAISEY (2011), a biota era muito dispersa, sem depocentros individualizados. Para o final deste período e início do Cretáceo observa-se maior diversidade biótica, com acentuado endemismo registrado em bacias nordestinas brasileiras, que surgiam nos vales ao longo dos lineamentos Recôncavo-Tucano-Jatobá e Cariri-Potiguar (MATOS, 1992), possivelmente submersos por águas epicontinentais marinhas durante o Aptiano e Albiano (ARAI *et al.*, 2007).

No Neojurássico (Fig. 1), o norte da África e a América do Sul formavam uma contínua massa continental, o Gondwana Ocidental, enquanto que a Antártica, Índia/Madagascar e Austrália compunham o Gondwana Oriental (MASTERS *et al.*, 2006). Segundo MAISEY (2011), a biota de dinossauros, crocodilomorfos notosúquios e celacantos mawsonídeos desta região do Brasil no Neojurássico-Eocretáceo era bastante similar à do resto do Gondwana Ocidental, sem evidências de que foi geograficamente isolada.

No Eocretáceo (Berriasiano-Barremiano), pequenas bacias brasileiras formaram-se ao longo dos três eixos de deformação extensional de um sistema de riftes intracontinentais: Gabão-Sergipe/Alagoas, Recôncavo-Tucano-Jatobá e Cariri-Potiguar (MATOS, 1992). Este último eixo foi tectonicamente abandonado durante o Neobarremiano, e os demais se tornaram inoperantes logo depois, no Eoaptiano (MAISEY, 2011). Cada um destes eventos microtectônicos modelou feições topográficas locais, que proporcionaram um isolamento geográfico regional para a biota terrestre e dulcícola, antes com diversidade bem mais homogênea (MAISEY, 2000).

Evidências baseadas em microfósseis planctônicos, como dinoflagelados, foraminíferos e radiolários, sugerem que estreitos mares epicontinentais formaram-se durante o Aptiano ao longo dos eixos Recôncavo-Tucano-Jatobá e Cariri-Potiguar (ARAI *et al.*, 2007), antes da completa separação de continentes ao longo do eixo Gabão-Sergipe/Alagoas. Neste contexto, as margens leste do Brasil e oeste da África deveriam ter sido bastante diferentes das atuais, com partes do atual nordeste brasileiro presas ao continente africano (Fig. 2). Deste modo, embora hoje o nordeste do Brasil seja geograficamente parte da América do Sul, sua biota pré-albiana parece ter sido inicialmente gondwânica e depois africana, como afirmou MAISEY (2011). Uma grande área do norte da América do Sul pode ter sido temporariamente isolada do resto do Gondwana Ocidental por mares epicontinentais que cortavam de leste-oeste o Brasil central (ARAI, 2009). Esta situação paleogeográfica poderia explicar também certas similaridades observadas por MOODY & MAISEY (1994) entre os peixes marinhos eocretáceos encontrados no nordeste do Brasil, Venezuela, Colômbia e Marrocos.

No Cenomaniano, o eixo Gabão-Sergipe/Alagoas propiciou a formação de um mar epicontinental que conectava o Atlântico Central e Sul (ARAI, 2009), formando nova barreira geográfica à dispersão dos organismos continentais do Gondwana Ocidental. Este mar deve ter efetivamente separado o nordeste do Brasil e norte da África do resto da América do Sul. O aumento global e progressivo do nível do mar, iniciado no Aptiano, e que resultou no afogamento generalizado das margens continentais no Cenomaniano e Turoniano, também colaborou para a formação destes mares rasos interiores no continente gondwânico, inclusive na África, onde se estabeleceu um mar epicontinental trans-sahariano, ocupando o vale do Benue e estendendo para nordeste até o delta do Níger (PETTERS, 1978).

3 – Registro de anuros gondwânicos no jurássico e cretáceo

164

Todas as três subordens dos Anura se encontram representadas em terrenos jurássicos e cretáceos dos continentes africano e sulamericano. Mesmo assim, mostram baixa diversidade (pouco mais de uma dezena de espécies descritas), o que não surpreende, considerando que a maioria dos depósitos sedimentares destes períodos em todo o mundo é de origem marinha, um ambiente caracteristicamente hostil aos anfíbios. Naturalmente, as restritas condições ambientais necessárias à vida dos anuros e sua frágil osteologia devem ter contribuído igualmente para um reduzido número de espécimes conservados, pois em geral as espécies gondwânicas foram descritas com base em apenas um ou dois exemplares.

Há somente três espécies jurássicas e onze cretáceas descritas na porção gondwânica diretamente relacionada ao Atlântico. Além destas formas, há um exemplar da família Pipidae que foi encontrado em camadas cenomanianas de Wadi Milk, norte do Sudão (EVANS *et al.*, 1996), e alguns espécimes tentativamente relacionados ao gênero *Xenopus* Wagler 1877, da mesma família, como os ocorrentes nos estratos aptianos do Malawi (JACOBS *et al.*, 1990) e da Bacia do Koum, nos Camarões (FLYNN & BRUNET, 1989), e nas camadas campanianas(?) da Patagônia argentina, na Formação Los Alamitos (BÁEZ, 1987 e 1991).

Todas as três espécies jurássicas descritas provêm da Patagônia argentina (Fig. 1), de diferentes unidades estratigráficas. *Vieraella herbesti* Reig 1961 é a mais antiga (Toarciano-Aaleniano), encontrada na Formação Roca Blanca aflorante na província de Santa Cruz, sul da Patagônia. É um pequeno anuro pertencente à família Leiopelmatidae (ESTES & REIG, 1973). As outras duas espécies pertencem a um mesmo gênero alocado como 'Leptodactylidae': *Notobatrachus degiustoi* Reig 1955, registrada na Formação La Matilde (Caloviano-Oxfordiano) do norte da província de Santa Cruz (BÁEZ & NICOLI, 2004); e *Notobatrachus reigi* Báez e Nicoli 2008, ocorrente no membro Chacritas da Formação Cañadón Asfalto (Caloviano) da área de Zitarrosa (BÁEZ & NICOLI, 2008), província de Chubut, setentrional à província de Santa Cruz, onde foram encontradas as demais espécies jurássicas.

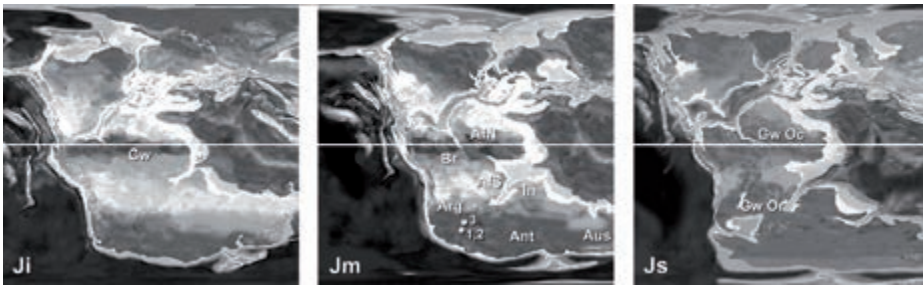


Fig. 1 – Reconstrução paleogeográfica do Gondwana em três tempos do Jurássico (modificado de SCOTSE, 2001) e a ocorrência de anuros: Ji – Eojurássico; Jm – Mesojurássico; Js – Neojurássico; Gw – Gondwana; AfN – África norte; AfS – África sul; Ant – Antártica; Arg – Argentina; Aus – Austrália; Br – Brasil; In – Índia; Gw Oc – Gondwana Ocidental; Gw Or – Gondwana Oriental; 1 – *Vieraella herbesti*; 2 – *Notobatrachus degiustoi*; 3 – *Notobatrachus reigi*.

As formas africanas mais antigas provêm dos calcários e arenitos deltaicos da Formação Ksar Metlili (Berriasiano), encontradas na região de Ksar Met-Lili, próximo a Anoual, Marrocos (Fig. 2): *Aygroa anoualensis* Jones, Evans & Russell 2003, um Pipoidea basal, e *Enneabatrachus?* sp., um anuro da família Discoglossidae (JONES *et al.*, 2003). No Brasil, os anuros mais antigos também são eocretáceos, provenientes dos calcários laminados do Membro Crato da Formação Santana, aflorantes no sul do Estado do Ceará (Fig. 2), ainda que aptianos: os Nobleobatrachia (*sensu* ROELANTS *et al.* 2007) ou Hyloidea (*sensu* MAURO *et al.*, 2005) *Arariphrynus placidoi* Leal & Brito 2006 e *Eurycephalella alcinae* Báez, Gómez & Moura 2009 (Fig. 3), e a forma basal *Cratia gracilis* Báez, Gómez & Moura 2009 (LEAL & BRITO, 2006; LEAL *et al.*, 2007; BÁEZ *et al.*, 2009).

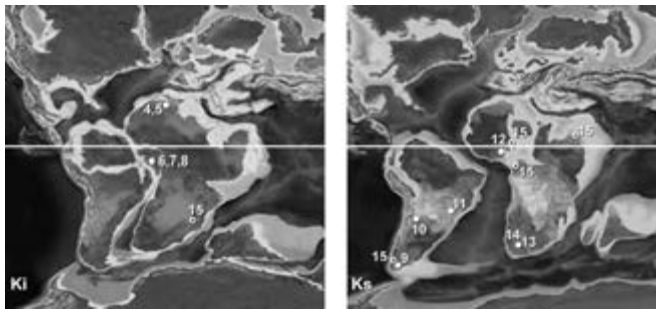


Fig. 2 – Reconstrução paleogeográfica do Gondwana em dois tempos do Cretáceo (modificado de SCOTESE, 2001) e a ocorrência de anuros: Ki – Eocretáceo; Ks – Neocretáceo; 4 – *Enneabatrachus?* sp.; 5 – *Aygroa anoualensis*; 6 – *Arariphrynus placidoi*; 7 – *Eurycephalella alcinae*; 8 – *Cratia gracilis*; 9 – *Avitabatrachus uliana*; 10 – *Saltenia ibanezi*; 11 – *Baurubatrachus pricei*; 12 – *Pachybatrachus taqueti*; 13 – *Vulcanobatrachus mandelai*; 14 – *Eoxenopoides reuningi*; 15 – Pipoidea indeterminado.



Fig. 3 – Anuros do Eocretáceo da Bacia do Araripe, nordeste do Brasil: a – *Arariphrynus placidoi* (exemplar An893); b – *Eurycephalella alcinae* (exemplar An890), ambos depositados no Museu de Paleontologia da URCA em Santana do Cariri, sul do Estado do Ceará, Brasil (escala = 5mm).

No mesocretáceo, novamente são encontrados restos de anuros da superfamília Pipoi-dea na Patagônia argentina, especificamente na Formação Candeleros (Eocenomaniano) aflorante na província de Rio Negro, noroeste da Patagônia: *Avitabatrachus uliana* Báez, Trueb & Calvo 2000 (BÁEZ *et al.*, 2000). E no Coniaciano-Santoniano da Formação In Beceten, a 90 km a leste da cidade de Tahoua, sul do Níger, há o registro de *Pachybatrachus taqueti* Báez & Rage 1998, da mesma superfamília (BÁEZ & RAGE, 1998).

Em unidades neocretáceas, há anuros fósseis descritos tanto na África do Sul, como Argentina e Brasil (Fig. 2). *Vulcanobatrachus mandelai* Trueb, Ross & Smith 2005 é uma espécie de Pipoidea que provêm dos terrenos da fazenda Stompoor no distrito de Marydale, e *Eoxenopoides reuningi* Haughton 1931 é conhecida dos estratos maastrichtianos aflorantes em Banke, ambas localidades da África do Sul (TRUEB *et al.*, 2005). Da mesma superfamília é *Saltenia ibanezi* Reig 1959, ocorrente na Formação Las Curtiembres (Santoniano-Campaniano) do distrito de La Viña, província de Salta, noroeste da Argentina (REIG, 1959; BÁEZ, 1981). O neobatrâquio *Baurubatrachus pricei* Báez & Perí 1989, aparentemente relacionado aos Ceratophrydae (*sensu* ROELANTS *et al.*, 2007), ocorre na Formação Marília aflorante em Peirópolis, município de Uberaba, Minas Gerais, sudeste do Brasil (BÁEZ, 1985; BÁEZ & PERÍ, 1989). Existe outro táxon atribuído aos Ceratophrydae, *Beelzebufo ampinga* Evans, Jones & Krause 2008, mas que ocorre no Maastrichtiano de Madagascar (Formação Maevarano, Bacia de Mahajanga; EVANS *et al.*, 2008), então era uma área relacionada à Índia (Fig. 2).

4 – Discussão

Considerando as espécies jurássicas e cretáceas até hoje descritas encontradas nos continentes sulamericano e africano, observa-se que as formas mais antigas foram todas registradas em camadas eo- e mesojurássicas da Patagônia argentina. A espécie *Vieraella herbesti*, do Toarciano-Aaleniano, é um táxon pertencente à família Leiopelmatidae dos Archaeobatrachia. A outra forma gondwânica desta subordem, *Enneabatrachus?* sp., pertence à família Discoglossidea e ocorre no Berriasiano do Marrocos. FELLER & HEDGES (1998) sugeriram uma origem mesozóica vicariante para as famílias de Archaeobatrachia diretamente relacionada à fragmentação da Pangea, o que parece geograficamente consistente, se considerarmos que representantes de diferentes famílias se encontram em diferentes massas continentais (Gondwana Oriental e Gondwana Ocidental) no final do Jurássico e início do Cretáceo (Figs. 1 e 2).

Ainda no Jurássico são encontradas outras duas espécies patagônicas de um mesmo gênero, *Notobatrachus degiustoi* e *N. reigi*, que são Neobatrachia atribuídos originalmente à família Leptodactylidae (LYNCH, 1971) e posteriormente aos Nobleobatrachia (ROELANTS *et al.*, 2007), ambos os grupos com representantes mesozóicos mais recentes. Nobleobatrâquios também foram registrados no Aptiano do Araripe, nordeste brasileiro, com *Arariphrynus placidoi* e *Eurycephalella alcinae*, e no Neocretáceo de Minas Gerais, sudeste do mesmo país, com *Baurubatrachus pricei*. Assim, no Mesozóico, os Nobleobatrachia do Gondwana Ocidental parecem ter uma ocorrência restrita à América do Sul. Outro Neobatrachia registrado no Gondwana é também do Araripe, referido à família Hyloidea: *Cratia gracilis*. Deste modo, os anuros conhecidos até hoje desta região não têm formas congêneres na África que permitam confirmar a hipótese de um nordeste brasileiro

temporariamente africano no Eocretáceo. Entretanto, como salientou MAISEY (2011), neste tempo há acentuado endemismo nas bacias nordestinas brasileiras, como é o caso do Araripe, situado no eixo Cariri-Potiguar, podendo explicar esta restrita ocorrência dos anuros.

Já os Mesobatrachia gondwânicos compõem a maior e mais variada anurobiota mesozóica (TRUEB *et al.*, 2005), sempre com representantes dos Pipoidea, que ocorrem tanto na Argentina como no continente africano. As espécies mais antigas foram identificadas no Berriasiano do Marrocos, noroeste da África (*Aygroua anoualensis*), e no Aptiano do Malawi, sudeste africano (Fig. 2). Outras duas formas de anuros Pipoidea são registradas no início do Neocretáceo (Cenomaniano): uma na Patagônia argentina (*Avitabatrachus uliana*) e uma espécie indeterminada no Sudão. Todos os demais Pipoidea são coniacianos a maastrichtianos, e ocorrem no sul e noroeste da Argentina (*Saltenia ibanezi*), no Camarões, na África do Sul (*Eoxenopoidesreuningi* e *Vulcanobatrachus mandelai*) e no Níger (*Pachybatrachus taqueti*).

Com Archaeobatrachia e Neobatrachia já bem representados no Jurássico, é natural admitir que os anuros surgiram anteriormente à quebra da Pangea, de ancestrais comuns que viveram no Triássico, como diversos autores têm citado, desde ESTES & REIG (1973) a ROČEK (2000). Com base em estudos moleculares, MAURO *et al.* (2005) concluíram que os anuros com representantes atuais começaram a se diversificar já no Permiano (cerca de 263 Ma.), e que os Pipoidea surgiram no Triássico (cerca de 245 Ma.). TRUEB *et al.* (2005) supõem que os primeiros Pipoidea deveriam ter sido de zonas temperadas quentes ou tropicais dos presuntivos continentes da América do Sul e África no Neojurássico e Eocretáceo, o que parece se confirmar com as ocorrências aqui reunidas, ainda que existam alguns registros patagônicos, de áreas mais temperadas.

5 – Conclusões

Através da síntese da ocorrência de espécies descritas de anuros juro-cretáceos sul-americanos e africanos, e do confronto com a paleogeografia deste tempo sugerida por recentes trabalhos que redesenham as linhas de costa do Gondwana Ocidental, pode-se concluir que:

- a) Os anuros jurássicos conhecidos encontram-se todos em estratos eo- e mesojurássicos da Patagônia argentina, como a espécie de Archaeobatrachia *Vieraella herbesti* e dos Neobatrachia *Notobatrachus degiustoi* e *N. reigi*.
- b) As espécies de Archaeobatrachia ocorrentes no Marrocos (*Enneabatrachus?* sp.) e na Argentina (*Vieraella herbesti*) sugerem uma origem vicariante desta subordem relacionada à fragmentação da Pangea em Gondwana Oriental e Gondwana Ocidental durante o Neojurássico-Eocretáceo, como propuseram FELLER & HEDGES (1998).
- c) Os Mesobatrachia compõem a maior e mais variada biota de anuros gondwânicos mesozóicos, sendo representados pelos Pipoidea, que ocorrem na Argentina e no continente africano: no Berriasiano do Marrocos (*Aygroua anoualensis*), no Aptiano do Malawi, no Cenomaniano do Sudão e da Patagônia (*Avitabatrachus uliana*),

e no Coniaciano-Maastrichtiano de Camarões, do Níger (*Pachybatrachus taqueti*), da África do Sul (*Eoxenopoidesreuningi* e *Vulcanobatrachus mandelai*), e do sul e noroeste da Argentina (*Saltenia ibanezi*).

- d) Dos Neobatrachia do Gondwana Ocidental, os Nobleobatrachia estão registrados apenas em camadas mesozóicas sulamericanas: no Jurássico da Patagônia, Argentina (*Notobatrachus degiustoi* e *N. reigi*), no Aptiano do Araripe, Brasil (*Arariphrynus placidoi* e *Eurycephalella alcinae*), e no Neocretáceo de Minas Gerais, Brasil (*Baurubatrachus pricei*).
- e) Os anuros descritos do Araripe, todos Neobatrachia, não têm formas congêneres na África que permitam confirmar a hipótese de um nordeste brasileiro temporariamente africano no Eocretáceo, ao mesmo tempo em que sugerem certo endemismo já observado por MAISEY (2011) nas bacias nordestinas brasileiras situadas no eixo Cariri-Potiguar.

Agradecimentos – Nossos melhores agradecimentos ao Dr. Mitsuru Arai (Petrobras, Rio de Janeiro), ao Dr. Paulo Marques Machado Brito (Universidade Estadual do Rio de Janeiro) e a toda equipe do Instituto de Paleontologia e Geologia da Universidade Federal do Ceará pelas proveitosas discussões que resultaram em melhorias do texto.

Referências Bibliográficas

- ARAI, M. (2009) – Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 17, p. 331-351.
- ARAI, M. (2011) – Distribuição geográfica de dinoflagelados (divisão Dinoflagellata, classe Dinophyceae) no Cretáceo do Brasil e suas implicações paleobiogeográficas. In: I.S. Carvalho (ed.) *Paleontologia: Cenários de Vida*. Interciência, Rio de Janeiro, p. 213-216.
- ARAI, M., MASURE, E. & LEMOS, V. B. (2007) – South Atlantic Aptian paleobiogeography: New data on Brazilian dinocyst occurrences. *International Palaeobiogeography Symposium*, 1, Paris, *Abstracts*, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), p. 3.
- BÁEZ, A. M. (1981) – Redescription and relationships of *Saltenia ibanezi*, a Late Cretaceous pipid frogs from northwestern Argentina. *Ameghiniana*, 18, p. 127-154.
- BÁEZ, A. M. (1985) – Anuro leptodactílo en el Cretacico Superior (Grupo Bauru) de Brasil. *Ameghiniana*, 22, p. 75-79.
- BÁEZ, A. M. (1987) – Anurans. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia* [Paleontología], 3, p. 121-130.
- BÁEZ, A. M. (1991) – A new Early Paleocene neobatrachian frog from the Santa Lucia Formation in south central Bolivia, and comments on the Cretaceous and Early Tertiary batrachofaunas of South America. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 12, p. 529-540.
- BÁEZ, A. M. & NICOLI, L. (2004) – A new look at an old frog: The Jurassic *Notobatrachus* Reig from Patagonia. *Ameghiniana*, 41, p. 257-270.
- BÁEZ, A. M. & NICOLI, L. (2008) – A new species of *Notobatrachus* (Amphibia, Salientia) from the Middle Jurassic of northwestern Patagonia. *Journal of Paleontology*, 82, p. 372-376.

- BÁEZ, A. M. & PERÍ, S. (1989) – *Baurubatrachus pricei*, nov. gen. et sp., un anuro del Cretacico Superior de Minas Gerais, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 61, p. 447-458.
- BÁEZ, A. M. & RAGE, J. C. (1998) – Pipids frogs from the Upper Cretaceous of In Beceten, Republic of Niger, west-central Africa. *Palaeontology*, 41, p. 669-691.
- BÁEZ, A. M., TRUEB, L. & CALVO, J. O. (2000) – The earliest known pipoid frog from South America: A new genus from the Middle Cretaceous of Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 20, p. 490-500.
- BÁEZ, A. M., MOURA, G. J. B. & GÓMEZ, R. O. (2009) – Anurans from the Lower Cretaceous Crato Formation of northeastern Brazil: Implications for the early divergence of neobatrachians. *Cretaceous Research*, 30, p. 829-846.
- ESTES, R. & REIG, O. A. (1973) – The early fossil record of frogs: A review of the evidence. In: J. L. Vial (ed) *Evolutionary biology of the anurans: Contemporary research on major problems*. Columbia, University of Missouri, p. 11-63.
- EVANS, S. E., MILNER, A. R. & WERNER, C. (1996) – Sirenid salamanders and a gymnophionan amphibian from the Cretaceous of the Sudan. *Palaeontology*, 39, p. 77-95.
- EVANS, S. E., JONES, M. E. H. & KRAUSE, D. W. (2008) – A giant frog with South American affinities from the Late Cretaceous of Madagascar. *PNAS*, 105, p. 2951-2956.
- FELLER, A. E. & HEDGES, S. B. (1998) – Molecular evidence for the early history of living amphibians. *Molecular Phylogenetics and Evolution*, 9, p.509-516.
- FLYNN, L. J. & BRUNET, M. (1989) – Early Cretaceous vertebrates from Cameroon. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 9, Supplement, p. 21.
- JACOBS, L. L., WINKLER, D. A., KAUFULU, Z.M. & DOWNS, W. R. (1990) – The dinosaur beds of northern Malawi, Africa. *National Geographic Research*, 6, p. 196-203.
- JONES, M. E. H., EVANS, S. E. & RUSSELL D. S. (2003) – Early Cretaceous frogs from Morocco. *Annals of the Carnegie Museum*, 72, p. 65-97.
- LEAL, M. E. C. & BRITO, P. M. M. (2006) – Anura do Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. In: V. Gallo, P. M. M. Brito, H. M. A. Silva & F. J. Figueiredo (eds). *Paleontologia de vertebrados: grandes temas e contribuições científicas*. Rio de Janeiro, Interciência, p. 145-152.
- LEAL, M. E. C., MARTILL, D. M. & BRITO, P. M. M. (2007) – Anurans of the Crato Formation. In: D.M. Martill, G. Bechly e R.F. Loveridge (eds). *The Crato fossil beds of Brazil*. New York, Cambridge University, p. 444-451.
- LYNCH, J. D. (1971) – Evolutionary relationships, osteology, and zoogeography of leptodactyloid frogs. *Museum of Natural History Miscellaneous Publications, University of Kansas* 53, 238 p.
- MAISEY, J. G. (2000) – Continental break up and the distribution of fishes in western Gondwana during the Early Cretaceous. *Cretaceous Research*, 21, p. 281-314.
- MAISEY, J. G. (2011) – Northeastern Brazil: Out of Africa? In: I. S.Carvalho (eds.). *Paleontologia: Cenários de Vida*. Interciência, Rio de Janeiro, p. 515-529.
- MASTERS, J. C., DE WIT, M. J. & ASHER, R. J. (2006) – Reconciling the origins of Africa, India and Madagascar with vertebrate dispersal scenarios. *Folia Primatologica*, 77, p. 399-418.
- MATOS, R. M. D. (1992) – The north-east Brazilian rift system. *Tectonics*, 11, p. 766-791.
- MAURO, D. S., VENCES, M., ALCOBENDAS, M., ZARDOYA, R. & MEYER, A. (2005) – Initial diversification of living amphibians predated the breakup of Pangaea. *The American Naturalist*, 165, p. 590-599.
- MOODY, J. M. & MAISEY, J. G. (1994) – New Cretaceous marine vertebrate assemblages from northwestern Venezuela and their significance. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 14, p. 1-8.

- PETTERS, S. J. (1978) – Stratigraphic evolution of the Benue Trough and its implications for the Upper Cretaceous paleogeography of West Africa. *Journal of Geology*, 86, p. 311-322.
- REIG, O. A. (1959) – Primeros datos descriptivos sobre los anuros del Eocretáceo de la Provincia de Salta (Rep. Argentina). *Ameghiniana*, 1, p. 3-8.
- ROČEK, Z. (2000) – Mesozoic anurans. In: Heatwole, H. e Carroll, R.L. (eds). *Amphibian biology*. Chipping Norton, Surrey Beatty e Sons, p.1295-1331.
- ROELANTS, K., GOWER, D. J., WILKINSON, M., LOADER, S. P., BIJU, S. D., GUILLAUME, K., MORIAU, L. & BOSSUYT, F. (2007) – Global patterns of diversification in the history of modern amphibians. *PNAS*, 104, p. 887-892.
- SCOTESE, C. R. (2001) – Atlas of Earth History. Arlington, Paleomap Project, 52 p.
- TRUEB, L., ROSS, C. F. & SMITH, R. (2005) – A new pipoid anuran from the Late Cretaceous of South Africa. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 25, p. 533-547.

CRUSTÁCEOS DA FORMAÇÃO CODÓ
(BACIA DO PARNAÍBA, BRASIL)

CRUSTACEANS OF CODÓ FORMATION
(PARNAÍBA BASIN, BRAZIL)

R. M. Lindoso¹ & I. S. Carvalho²

Resumo – A Formação Codó compõe-se de arenitos, siltitos, folhelhos betuminosos e calcários em áreas descontínuas na porção central, noroeste e nordeste da Bacia do Parnaíba. Suas maiores exposições são vistas em minas a céu aberto na cidade de Brejo, Estado do Maranhão. Coletas sistemáticas realizadas em dois afloramentos (Pedreira Faveirinha e Fazenda Pernetá) revelaram uma rica paleobiota composta por plantas, gastrópodes, crustáceos, peixes e icnofósseis. Estes elementos da flora e fauna documentam a fase *rifte* sul-atlantiana. Entre os crustáceos ocorre um novo gênero e espécie de isópode Archaeoniscidae; decápodes estão representados por vários espécimes de camarões e um apêndice isolado de Brachyura. Estudos preliminares dessa paleobiota corroboram prévias inferências de ambiente lagunar com breves incursões marinhas para a Formação Codó. Não obstante, a coleta de novos espécimes em bom estado preservacional se faz necessário para um melhor entendimento da diversidade das biotas aquáticas durante a abertura do Atlântico Sul.

Palavras-chave – Crustáceos; Formação Codó; Bacia do Parnaíba; Brasil

Abstract – *The Codó Formation presents sandstones, siltstones, bituminous shales and carbonates in discontinuous areas of the central, northwest and northeastern Parnaíba Basin. The main outcrops are found in quarries of Brejo County, Maranhão State. Sampling in two outcrops (Pedreira Faveirinha and Fazenda Pernetá) allowed the discovery of a wide variety of fossils such as plants, gastropods, crustaceans, fishes and ichnofossils. These specimens of the*

¹ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Cidade Universitária – Ilha do Fundão (RJ), Brasil; rlindoso@live.com

² Universidade Federal do Rio de Janeiro, Cidade Universitária – Ilha do Fundão, (RJ), Brasil; ismar@geologia.ufrj.br

flora and fauna record the beginning of the South Atlantic rift phase. Among the crustaceans there is a new genus and species of Archaeoniscidae isopod; decapods which are represented by shrimps and an isolated chelae of *Brachyura*. This paleobiota corroborate previous inferences concerning the occurrence of lagoon environment with marine incursions to Codó Formation. Therefore, the new data will allow a better comprehension of the aquatic biota during the South Atlantic opening in Western Gondwana.

Keywords – Crustaceans; Codó Formation; Parnaíba Basin; Brazil

1 – Introdução

O documentário paleontológico dos malacostracos em bacias sedimentares brasileiras é ainda incipiente, sendo representados, em sua maioria, por taxa de afinidades sistemáticas incertas. Decápodes ocorrem na Formação Marizal (Aptiano-Albiano inferior) da Bacia de Tucano, onde são encontrados camarões da subordem Pleocyemata (*Palaemon bahiensis* e *Atyoida roxoi*) (ROXO, 1940; BEURLLEN, 1950); na Formação Santana (Aptiano-Albiano) da Bacia do Araripe, na qual foram identificados camarões paleomonídeos (*Beurlenia araripensis*) (MARTINS-NETO & MEZZALIRA, 1991; SCHWEIGERT *et al.*, 2007) e sergestídeos (*Palaemon delicia*) (MAISEY & CARVALHO, 1995); na Formação Gramame (Maastrichtiano) da Bacia de Pernambuco-Paraíba (MAURY, 1930; BEURLLEN, 1958); na Formação Cotinguiba, Bacia de Sergipe-Alagoas, os fósseis de decápodes são raros e representados apenas por quelas isoladas e fragmentos de carapaças (TÁVORA & SOUZA LIMA, 2001).

Turbay *et al.* (apud REIS *et al.*, 2005) registram a ocorrência de um decápode na Formação Riachuelo, em uma localidade informalmente conhecida como Pedreira Brejo.

Isópodes são ainda mais restritos em bacias sedimentares brasileiras, com a ocorrência de apenas duas espécies: *Unusuropode castroi* (Turoniano do Grupo Apodi, Arenito Açú, Ceará) (DUARTE & SANTOS, 1962) e *Saucrolus silvai* (Aptiano da Formação Areado, Bacia Sanfranciscana) (SANTOS, 1971).

Na Formação Codó (Aptiano da Bacia do Parnaíba), os crustáceos eram conhecidos apenas por conchostráceos e ostracodes (CARDOSO, 1962; LEITE *et al.*, 1975; LIMA & LEITE, 1978; KRÖMMELBEIN & WEBER, 1985; SILVA *et al.*, 1985, 1989). No município de Brejo, Estado do Maranhão, depósitos carbonáticos atribuídos à Formação Codó são comuns em minas a céu aberto (Fig. 1). Coletas sistemáticas realizadas em dois afloramentos (Pedreira Faveirinha e Fazenda Perneta) revelaram uma rica biota, a qual inclui fósseis de plantas, gastrópodes, crustáceos, peixes e icnofósseis (LINDOSO *et al.*, 2011). Crustáceos decápodes são numerosos, mas mal preservados, enquanto isópodes constituem formas raras e documentam novo gênero e espécie de Archaeoniscidae para a Formação Codó.

O presente trabalho objetiva a descrição de novos crustáceos para a Formação Codó, incorporando novas taxa aqueles já existentes, possibilitando um melhor entendimento de antigas biotas aquáticas durante o estágio inicial de separação entre América do Sul e África no Gondwana Ocidental.

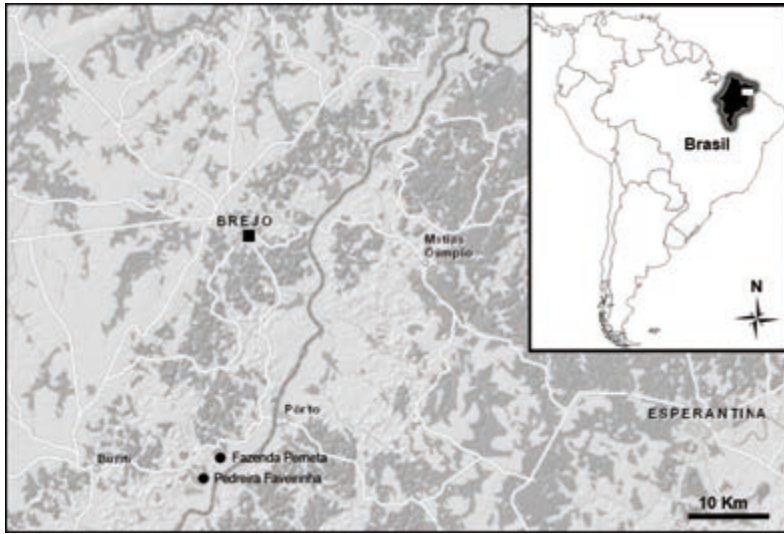


Fig. 1 – Mapa de localização dos principais afloramentos fossilíferos no município de Brejo, Estado do Maranhão (Fazenda Perneta e Pedreira Faveirinha).

2 – Contexto geológico

Os crustáceos, aqui analisados, provêm da bacia intracratônica do Parnaíba, situada numa ampla área do nordeste ocidental brasileiro, abrangendo os estados do Maranhão, Piauí e parte do Tocantins, Pará, Ceará e Goiás. Esta bacia possui uma área total de 600.000 km² e sua sucessão sedimentar, em seu depocentro, registra 3.500 m de espessura, das quais 500 m pertencem a rochas mesozoicas e 2.500 m são de idade paleozoica (CAMPBELL, 1949; MESNER & WOOLDRIDGE, 1964).

A sucessão sedimentar e magmática da Bacia do Parnaíba é dividida em cinco superseqüências: Siluriana, Mesodevoniana, Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, sendo esta última constituída pelas seguintes formações: Corda, Grajaú, Codó e Itapecuru (VAZ *et al.*, 2007). No entanto, segundo CARNEIRO (1974) e REZENDE (2002), as formações Corda, Grajaú e Codó são interdigitadas e equivalentes cronoestratigraficamente. A Formação Corda é composta por arenitos castanho-avermelhados muito finos e semifriáveis a semicoesos. A Formação Grajaú, por sua vez, compõe-se de arenitos creme-claro-esbranquiçados médio/grossos e níveis conglomeráticos. Na Formação Codó ocorrem folhelhos betuminosos, siltitos, calcários, evaporitos e arenitos. Sobreposta a estes depósitos ocorre a Formação Itapecuru, de idade mesoalbiânica-neocretácea, composta por arenitos variegados, finos, friáveis com estruturas diversas e pelitos (VAZ *et al.*, 2007).

As áreas de ocorrência da Formação Codó são restritas e descontínuas, e aparecem no leito dos rios que drenam o centro da bacia, desde a margem oeste, na confluência dos rios Tocantins e Araguaia, até próximo à margem do rio Parnaíba, na cidade de Brejo (SANTOS & CARVALHO, 2009). A idade inferida para estes depósitos é aptiana/

albiana (LIMA, 1982) e seus estratos depositados em regime climático árido a semi-árido (ROSSETTI *et al.*, 2001).

Segundo LIMA & LEITE (1978), os registros paleontológicos evidenciam sedimentação em ambientes marinhos e salobro-lacustrinos. ROSSETTI *et al.*, (2001), em análise estratigráfica e faciológica na região de Codó, Estado do Maranhão, interpretou três associações de fácies: (1) lago central; (2) lago transicional; (3) lago marginal. À sequência superior foram interpretados ambientes deposicionais correspondentes a *shoreface* superior, laguna/baía interdistributária, lobos de suspensão e canal distributário (ROSSETTI *et al.*, 2001; PAZ & ROSSETTI, 2001). Em estudo palinoestratigráfico da Formação Codó, ANTONIOLI (2001) a dividiu em três unidades litoestratigráficas: (1) Inferior, apresentando caráter marinho incipiente; (2) Média, essencialmente evaporítica; e (3) Superior, com caráter marinho preclaro.

3 – Material e métodos

O material de estudo foi coletado em dois sítios fossilíferos localizados a cerca de 20 km da cidade de Brejo (Fazenda Pernetá e Pedreira Faveirinha; Fig. 2), Estado do Maranhão. Os espécimes encontram-se depositados na coleção paleontológica da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ-DG) sob os códigos (UFRJ-DG 156 Cr; UFRJ-DG 160 Cr; UFRJ-DG 168 Cr; UFRJ-DG 170 Cr). O material foi submetido a técnicas mecânicas de preparação e, em seguida, catalogados e fotografados para estudo.

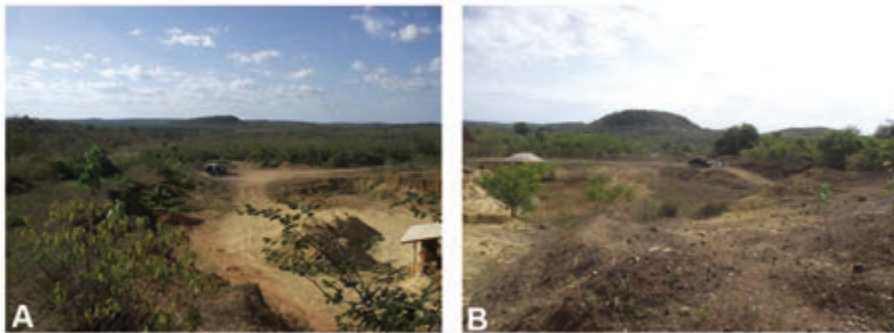


Fig. 2 – Afloramentos fossilíferos no município de Brejo, Estado do Maranhão.
(A) Fazenda Pernetá; (B) Pedreira Faveirinha.

4 – Resultados

Decápodes ocorrem fosfatizados em calcários maciços e laminados, podendo variar de 1 a 3 cm de comprimento. O maior deles, UFRJ-DG 156 Cr, exibe um cefalotórax amplo e um abdômen levemente comprimido dorsoventralmente em relação ao cefalotórax. Apêndices cefálicos estão parcialmente preservados, enquanto pereiópodes, pleópodes e

somitos encontram-se ausentes (Fig. 3 A). Outro espécime, UFRJ-DG 168 Cr, exibe apenas três pereiópodes preservados com quelas (Fig. 3 B). Entre os decápodes, ocorre ainda uma rara impressão de apêndice, possivelmente relacionada à infra-ordem Brachyura, UFRJ-DG 160 Cr (Fig. 3 C). Contudo, a falta de caracteres diagnósticos, devido aos aspectos preservacionais, impossibilita uma determinação taxonômica efetiva. O espécimen UFRJ-DG 170 Cr constitui um isópode com 15 mm de comprimento e exibe uma cabeça sub-retangular, profundamente inserida no primeiro pereionite; um dos olhos preservados está situado dorsolateralmente. Possui cerca de 10 pereionites similares com expansões pleurais laterais arqueados distalmente; o pleotélson possui forma subtriangular. Dado o conjunto de características supracitadas, UFRJ-DG 170 Cr constitui novo gênero e espécie de isópode Archaeoniscidae para a Formação Codó (Fig. 3 D).

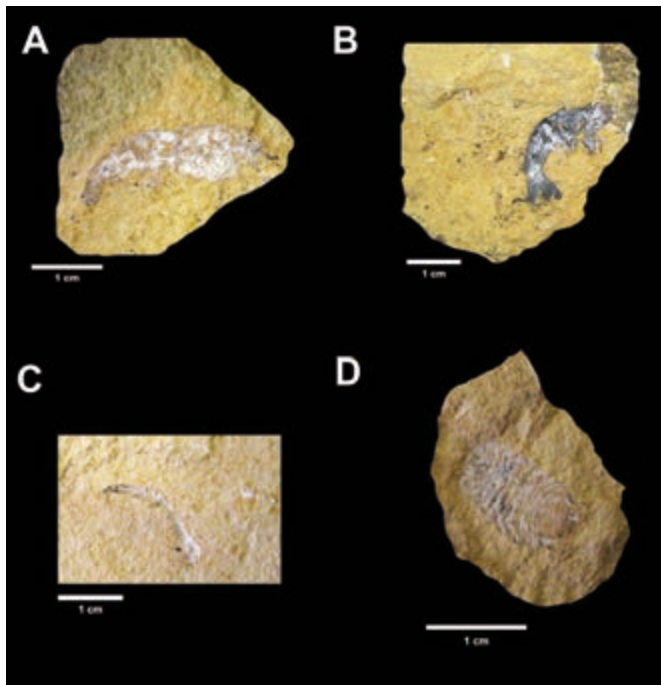


Fig. 3 – Crustáceos da Formação Codó. A, B. decápodes indet. (UFRJ-DG 156 Cr, UFRJ-DG 168 Cr); C. impressão de apêndice de Brachyura (UFRJ-DG 160 Cr); D. isópode Archaeoniscidae (UFRJ-DG 170 Cr).

5 – Considerações finais

Crustáceos da Formação Codó eram conhecidos apenas por conchostráceos e ostracodes. Trabalhos de campo realizados no município de Brejo, Maranhão, possibilitaram a descoberta de novas taxa para esta unidade, o que sugere uma diversidade maior do que se supunha. Tais achados têm corroborado inferências paleoambientais anteriores para a

Formação Codó (lagunar com breves incursões marinhas), como sugere o novo gênero e espécie de isópode Archaeoniscidae, típico de ambiente marinho. Decápodes (camarões e caranguejos) constituem fósseis raros e eram desconhecidos para esta unidade. Contudo, a falta de caracteres diagnósticos, devido aos aspectos preservacionais, impossibilita uma determinação taxonômica detalhada. Assim, a coleta de novos espécimes em bom estado preservacional se faz necessária para um melhor entendimento da diversidade das biotas aquáticas durante a abertura do Atlântico Sul.

Agradecimentos – Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa e ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Maranhão (FAPEMA), à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), à Fundação de Amparo à Pesquisa do Rio de Janeiro (FAPERJ), Centro de Pesquisa de História Natural e Arqueologia do Maranhão (CPHNAMA) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro ao desenvolvimento deste estudo.

Referências Bibliográficas

- ANTONIOLI, L. (2001) – Estudo palino-cronoestratigráfico da Formação Codó – Cretáceo Inferior do Nordeste brasileiro. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 265 p.
- BEURLEN, K. (1950) – Alguns restos de crustáceos decápodos d'água doce fósseis no Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 22, p. 453-459.
- BEURLEN, K. (1958) – Dois crustáceos do Cretáceo Superior do Nordeste do Brasil (Decapoda, Brachyura). *Boletim do Museu Nacional*, Nova Série Geológica, Rio de Janeiro, Brasil, 26, p. 1-23.
- CAMPBELL, D. F. (1949) – Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão Basin. Conselho Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro, 117p. Relatório Interno.
- CARDOSO, R. N. (1962) – Alguns conchostráceos mesozoicos do Brasil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geociências*, 25, p. 21-28.
- CARNEIRO, M. V. (1974) – Mapeamento estrutural da área de Grajaú-Imperatriz. Petrobras, Relatório Técnico, 358, Belém, 45 p.
- DUARTE, L. & SANTOS, R. S. S. (1962) – Fósseis do Arenito Açú. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 34 I, p. 57-68.
- KRÖMMELBEIN, K. & WEBER, R. (1985) – Ostracodes do “Wealden” do Nordeste brasileiro. Tradução. G. Beurlen. Rio de Janeiro, Petrobras, Cenpes, Sintep, Ciência-Técnica-Petróleo, Seção de Exploração de Petróleo, Publ. 16, 63p.
- LEITE, J. F., ABOARRAGE, A. M. & DAEMON, R. F. (1975) – Projeto carvão da Bacia do Parnaíba. Relatório Final das Etapas II e III, DNPM/CPRM, Recife, 5v.
- LIMA, M. R. (1982) – Palinologia da Formação Codó na região de Codó, Maranhão. *Boletim do Instituto de Geociências*, USP, 13, p. 116-128.
- LIMA, E. A. A. & LEITE, J. F. (1978) – Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba. Recife, Integração Geológica-Metalogenética, DNPM/CPRM, 437p. Relatório.
- LINDOSO, R. M., CARVALHO, I. S., MEDEIROS, M. A., PEREIRA, A. A., SANTOS, R. A. B., MENDES, I. D., BRITO, J. M., VILAS BÔAS, I., ARAÚJO, M. N. & FERREIRA, N. N. (2011) – Novos sítios fossilíferos em carbonatos da Formação Codó (Aptiano/Albiano) da Bacia do Parnaíba, Maranhão, Brasil.

- In: Carvalho, I. S., Srivastava, N. K., Strohschoen Jr, O. S. & Lana, C. C. (eds.). Paleontologia: Cenários de Vida. Vol. 4, Editora Interciência, p. 819-827.
- MAISEY, J. G. & CARVALHO, M. G. P. (1995) – First records of fossil Sergestid Decapods and fossil Brachyuran crab larvae (Arthropoda, Crustacea), with remarks on some supposed palaemonid fossils, from the Santana Formation (Aptian-Albian, NE Brazil). *American Museum Novitates*, New York, 3132, p. 1-7.
- MARTINS-NETO, R. G. & MEZZALIRA, S. (1991) – Descrição de novos crustáceos (Caridea) da Formação Santana, Cretáceo Inferior do Nordeste do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 63, p. 362-367.
- MAURY, C. J. (1930) – O Cretáceo da Parahyba do Norte. Monografia do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 63, p. 155-160.
- MESNER, J. C. & WOOLDRIDGE, L. C. P. (1964) – Estratigrafia das bacias paleozoica e cretácea do Maranhão. Rio de Janeiro, Boletim Técnico Petrobras 7, p. 137-164.
- PAZ, J. D. S. & ROSSETTI, D. F. (2001) – Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), borda leste da Bacia do Grajaú, MA. In: Rossetti, D. F.; Góes, A. M. e Truckenbrodt, W. (eds.). O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, Coleção Friedrich Katzer, p. 77-100.
- REIS, M. A. F., TURBAY, C. V. G. & CESERO, P. (2005) – Descrição de um novo Decapoda (Natantia, Malacostraca, Crustacea) da Formação Riachuelo, Albiano da Bacia de Sergipe. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, 28, p. 80-91.
- REZENDE, N. G. A. M. (2002) – A zona zeolítica da formação corda, Bacia do Parnaíba. 2002. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Belém, 142 p.
- ROSSETTI, D. F., GÓES, A. M. & ARAI, M. (2001) – A passagem Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú. In: Rossetti, D. F., Góes, A. M. & Truckenbrodt, W. (eds.). O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, Coleção Friedrich Katzer, p. 101-117.
- ROXO, M. G. O. (1940) – Preliminary note on fóssil crustacea from Bahia, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 22, p. 279-280.
- SANTOS, M. E. C. M. (1971) – Um novo artrópodo da Formação Areado, Estado de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43, p. 415-420.
- SANTOS, M. E. C. M. & CARVALHO, M. S. S. (2009) – Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís. Rio de Janeiro: CPRM Serviço Geológico do Brasil – DGM/DIPALE, 215 p.
- SCHWEIGERT, G., MARTILL, D. M. & WILLIAMS, M. (2007) – Crustacea of the Crato Formation. The Crato Fossil Beds of Brazil. In: Martill, D. M., Bechly, G. e Loveridge, R. F. (eds). Cambridge University Press, p. 133-141.
- SILVA, M. D., KAERCHER, E. G. & BARBOSA, E. G. S. (1985) – Bioestratigrafia do furo 1-UN-32-PI, Roça do Meio, Município de Duque Bacelar, Formação Codó, Cretáceo Inferior, bacia do Maranhão. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia 9, 1985, Fortaleza, Resumos..., Fortaleza, SBP, 80 p.
- SILVA, M. D., BARBOSA, E. G. S. & KAERCHER, E. G. (1989) – Bioestratigrafia do furo 1-UN-24, Buriti, Maranhão, Formação Codó, Cretáceo Inferior da bacia do Maranhão. In: Simpósio de Geologia do Nordeste 13, 1989, Fortaleza, Atas..., 1989, SBG, Núcleo Nordeste, p. 188-192.
- TÁVORA, V. A. & SOUZA-LIMA, W. (2001) – Os fósseis da Bacia de Sergipe-Alagoas. www.phoenix.org.br/Phoenix27_mar01 (consultado em: 2011.05.14)
- VAZ, P. T., REZENDE, N. G. A. M., FILHO, J. R. W. & TRAVASSOS, W. A. S. (2007) – Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, 15, p. 253-263.

(Página deixada propositadamente em branco)

POTENCIAL FOSSILÍFERO E GEOLÓGICO DO
CRETÁCEO-NEÓGENO DA BACIA DO ACRE,
VALE DO JURUÁ (AMAZÔNIA SUL-OCIDENTAL)

FOSSIL AND GEOLOGICAL POTENTIAL OF THE
CRETACEOUS-NEOGENE OF THE ACRE BASIN
(JUARA VALLEY, SOUTHWESTERN AMAZONIA, BRAZIL)

N. A. Haag¹

Resumo – O presente trabalho refere-se à paleontologia e geologia da Bacia do Acre, Amazônia sul-ocidental, como elemento de sustentação às pesquisas, devido à riqueza fossilífera dos depósitos continentais do Cretáceo/Neógeno registrados para o estado do Acre. Contudo, a carência de estudos geológicos integrados às pesquisas paleontológicas tem estimulado discussões quanto ao estabelecimento da idade de fósseis encontrados, fato que retardou os estudos paleoambientais na região amazônica. Embora tenha ocorrido notável incremento no conhecimento do registro fóssil no Acre, são registrados problemas como a falta de apoio financeiro às pesquisas geológicas e paleontológicas, dificuldades de fixar profissionais nesta região, bem como a ausência de trabalhos de integração dos dados com pesquisadores de outros países, o que limita as possibilidades de interpretação sobre a evolução dos grupos fósseis encontrados, principalmente para a região noroeste da América do Sul.

Palavras-chave – Paleontologia; Geologia; Bacia do Acre; Amazônia; Limitações às pesquisas

Abstract – This paper refers to the paleontology and geology of the Acre basin, located in South-occident Amazon, as a support element for the research on the rich fossiliferous continental deposits of Cretaceous/Neogene referred to the Acre State. The lack of geological studies integrated to paleontological researches have been stimulating several discussions concerning the age of the collected fossils, a fact that delays paleoenvironmental studies in the Amazon region. Although a remarkable growth of knowledge about the fossil record of the Acre has occurred, the financial support to geological and paleontological researches is scarce, and the

¹ Universidade Federal do Acre – UFAC, Campus Floresta, Brasil; neihaag@ufac.br

establishment of professionals in the region is difficult, as well the development of cooperative work with researchers from abroad. These constraints reduce the possibilities of interpretation on the evolution of the fossil groups found, mainly for the northwest of South America.

Keywords – Paleontology; Geology; Acre basin; Amazon; Research limitations

1 – Introdução

A Amazônia, maior celeiro da biodiversidade do mundo, abriga uma variada forma de vida animal e vegetal; contudo, devido à sua extensão geográfica, a densa cobertura vegetal e dificuldades de acesso, ainda é pouco estudada, o que dificulta nas pesquisas para o conhecimento da sua história geológica, paleoecológica e o melhor entendimento da sua evolução, principalmente no que diz respeito à região Sul-Occidental (HAAG, 2011).

A riqueza fossilífera registrada no estado do Acre é conhecida internacionalmente e suas coleções paleontológicas são de grande importância para o melhor conhecimento da paleofauna cenozoica, principalmente durante o Mioceno da América do Sul.

Atualmente, a idade dos vertebrados fósseis do Neógeno, coletados na Formação Solimões, é estimada por datação relativa, por meio de correlações com idade de mamíferos da Argentina. Tendo em vista o curto intervalo desses animais no pacote sedimentar (Biocron), este método constitui a ferramenta mais importante para datação, devido à ausência de rochas Terciárias na região (PASCUAL *et al.*, 1965 *in* LATRUBESSE *et al.*, 1997).

Quanto à geologia, na Bacia do Acre foi registrada, em subsuperfície, uma sequência sedimentar representativa de intervalos significativos, os quais são: Carbonífero Tardio/Permiano (formações Apuí, Cruzeiro do Sul e Rio do Moura), Triássico/Jurássico (Formação Juruá Mirim) e Cretáceo/Neógeno (Grupo Jaquirana e Formação Solimões), delimitados por expressivas descontinuidades. Esses depósitos são estratégicos do ponto de vista de armazenamento de óleo e gás, tendo em vista o contexto geológico/geotectônico associado a eles (RADAMBRASIL, 1976).

Nos anos de 2007, 2008 e 2011, com o intuito de intensificar o estudo dos grupos faunísticos e florísticos fósseis do Acre, foram realizadas expedições no Vale do Juruá, na região norte do estado do Acre, onde foram descobertos e registrados mais de 30 novos sítios fossilíferos, e coletados, em níveis de seções aflorantes, vertebrados, invertebrados, fitofósseis e material geológico para datação e análises de palinóforos, ainda em andamento.

Dada a extensão e riqueza fossilífera dos depósitos registrados e a ausência de trabalhos de integração dos dados sul-americanos, limitam-se as possibilidades de interpretação sobre a evolução dos grupos, principalmente para a região da Amazônia Sul-Occidental e noroeste da América do Sul.

2 – Material e métodos

2.1 – Área de estudo

A área de estudo (Fig. 1) compreende parte da Bacia do Acre, unidade geotectônica mais importante, que tem, em território brasileiro, cerca de 150.000 km² e está separada da Bacia do Solimões pelo Arco de Iquitos, com sedimentos de idade Mioceno Superior/

Plioceno, atribuídos à Formação Solimões, de grande extensão, que abrange as Bacias do Acre e Solimões (RADAMBRASIL, 1976) e onde estão localizados os principais sítios fossilíferos do estado.

A Formação Solimões é rica em fósseis, principalmente de vertebrados, sendo datada com idade Cenozoica; entretanto, em sua porção mais a oeste, ocorrem remanescentes Mesozoicos e até Pré-Cambrianos e sua amplitude, todavia, tem gerado duvidosas interpretações, principalmente nos estudos geológicos (CAPUTO *et al.*, 1971; BARROS, 1977; CAMPBELL & FRAILEY, 1984; KROMBERG *et al.*, 1991).

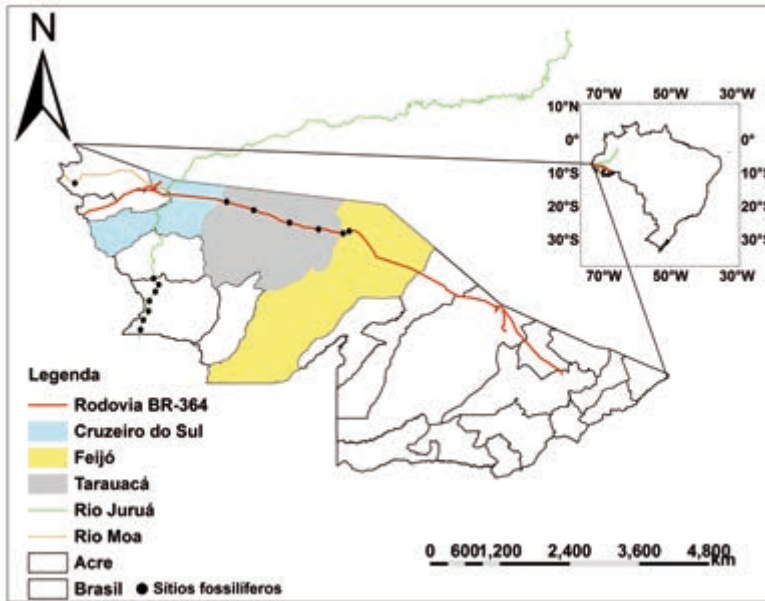


Fig. 1 – Área de estudo e respectivas localidades fossilíferas.

2.2 – Análise estratigráfica

Análises estratigráficas realizadas por ADAMI-RODRIGUES *et al.* (2011), na faixa que compreende os municípios de Cruzeiro do Sul e Feijó, permitiram reconhecer duas associações de fácies (fluvial meandrante e planície de inundação) a partir do reconhecimento de 10 fácies sedimentares: Pelito maciço (**Pm**), Pelito/Arenito com laminação plano-paralela (**PAlpp**), Pelito/Arenito com detritos vegetais (**PAv**), Pelito com nódulos de calcário (**Pac**), Arenito maciço (**Am**), Arenito com estratificação inclinada heterolítica (**APi**), Arenito com estratificação cruzada tabular e acanalada (**Ac**), Arenito com laminação cruzada cavalgante (**Alc**), Conglomerado maciço (**Cm**) e Conglomerado maciço com fragmentos fósseis (**Cmff**): 1 – Fluvial meandrante, marcadamente denominada por fluxo trativo, que apresenta sucessões de espessuras variadas, o que implica em espaços de

acomodação de distintas profundidades. Pontualmente, vê-se contato erosivo, formando a base de ciclos grano decrescentes ascendentes. A presença pontual de grânulos ferruginosos, que marcam limites de *sets*, também coaduna a interpretação de uma maior energia no sistema deposicional, o que promoveu a coloração avermelhada para as estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e inclinada heterolítica e; 2 – Planície de inundação, constituída por fácies elíticas maciças, ricas ou não em matéria orgânica e fácies elíticas com esporádicas camadas de arenito, que se alternam para formar laminações plano-paralelas, bem como cruzada cavalgante. Esta última permite inferir a ocorrência no aumento de energia no sistema deposicional, passando a trativo em alguns trechos. As camadas **Pav**, gradando para camadas **Alc**, assinalam que os períodos com deposição por suspensão foram seguidos por períodos com um grande influxo de sedimentos, rapidamente depositados. Variações e pulsações na corrente são refletidas pelas elíticas intercalações de fácies heterolítica com fácies elíticas, o que sugere épocas de alta atividade da corrente, seguidas por períodos de baixa energia, podendo corresponder aos ciclos de inundação e águas baixas. As sucessões de pelitos com presença de matéria orgânica e ausência de bioturbação representam depósitos de pântanos densamente vegetados, com baixa taxa de sedimentação e pouca drenagem, sob condições redutoras, o que reforça a interpretação de lagos de meandros pouco profundos.

2.3 – Amostras de estudo

Os Laboratórios de Pesquisas Paleontológicas da Universidade Federal do Acre – UFAC, Campus Rio Branco e Campus Floresta possuem, juntos, um acervo de mais de 6000 peças catalogadas (mamíferos, répteis, aves e moluscos, além de material palinológico, lenhos e folhas fósseis), muitas já estudadas e publicadas em diversas revistas científicas nacionais e internacionais; no entanto, grande parte dos espécimes ainda não foi identificado, datado e sequer explorado.

O material tem sido datado em três idades distintas: os coletados na borda oeste da Bacia do Acre, na região do Alto Rio Moa, Serra do Divisor, são de idade Cretáceo Superior e estão expostos em sedimentos atribuídos à Formação Divisor (RADAMBRASIL, 1976); os fósseis coletados na região Sul-Occidental da Formação Solimões, variam entre as idades Mioceno/Plioceno e Pleistoceno/Holoceno, sendo esta última representada por uma grande variedade de mamíferos (RANZI, 2000).

3 – Resultados

A carência de estudos paleontológicos integrados às pesquisas geológicas tem estimulado discussões quanto ao estabelecimento da idade de fósseis encontrados, fato que retardou os estudos paleoambientais na região amazônica.

Os estudos paleofaunísticos no estado do Acre são mais bem conhecidos do ponto de vista dos grandes vertebrados (mamíferos e crocodilianos). A intensificação e continuidade das pesquisas residem na importância do melhor conhecimento dos táxons, para que se possa fazer uma correlação com a fauna pleistocênica e terciária com outros países sul-americanos.

A paleofauna de vertebrados da Formação Solimões, nos estados do Amazonas e principalmente no Acre (sudoeste da Amazônia), tem sido bem documentada. Entre os mais frequentes estão os mamíferos Rodentia (e.g., PAULA-COUTO, 1978; MONES & TOLEDO, 1989; BOCQUENTIN *et al.*, 1990; NEGRI & FERIGOLO, 1999), Xenarthra (e.g., PAULA-COUTO, 1983a, b; MONES, 1986; BOCQUENTIN & GUILHERME, 1999; NEGRI, 2004) e Notoungulata (e.g., PAULA-COUTO, 1944, 1976, 1981, 1982; FRAILEY *et al.*, 1986; BOCQUENTIN & SILVA, 1994; BERGQVIST *et al.*, 2002; RIBEIRO *et al.*, 2005).

Em relação à paleofauna de répteis (crocodilianos e quelônios) encontrados na Formação Solimões, estes são bastante conspícuos, devido a grande diversidade de formas extintas. Os crocodilianos estão representados por quatro famílias: Crocodylidae (*Charatosuchus*), Alligatoridae (*Caiman* e *Purussaurus*), Netosuchidae (*Mourasuchus*) e Gavialidae (*Brasilosuchus*, *Gryposuchus* e *Hesperogavialis*), distribuídos em 14 espécies (BARBOSA RODRIGUES, 1892; PRICE, 1964; GASPARINI, 1985; BOCQUENTIN & SOUZA-FILHO, 1989, 1990; SOUZA-FILHO, 1998; SOUZA-FILHO & BOCQUENTIN, 1989, 1991; SOUZA-FILHO *et al.*, 1993).

Os quelônios estão representados pelas famílias Podocnemidae (*Podocnemys* e *Stupendemys*), Chelidae (*Chelus*) e Testudinidae (*Chelonoidis*) (BARBOSA RODRIGUES, 1892; CAMPOS, 1977; CAMPOS & BROIN, 1981; BROIN *et al.*, 1993; BOCQUENTIN & RANCY, 1987; BOCQUENTIN & SANTOS, 1989; GAFFNEY *et al.*, 1998; BOCQUENTIN *et al.*, 2001; CARVALHO *et al.*, 2002; BOCQUENTIN & MELO, 2006).

Os primeiros registros de Squamata foram mencionados por PAULA-COUTO (1970) e, posteriormente, por BOCQUENTIN *et al.*, (1996), LATRUBESSE *et al.*, (1997), SOUZA-FILHO (1998) e NEGRI (2004), todos de serpentes indeterminadas. Recentemente, HSIOU *et al.*, (2007) confirmaram a presença de Serpentes (Aniliidae, Boidae e Colubridae), bem como de “lagartos” Iguania (Iguanidae) e Scincomorpha (Teiidae) para a Formação Solimões.

Por outro lado, os registros de fósseis de aves da Formação Solimões são raros, sendo todos representantes da família Anhingidae (*Macranhinga* e *Anhinga*) (ALVARENGA & GUILHERME, 2003).

Finalmente, os peixes, ainda pouco conhecidos, estão representados pelos dipnóicos do gênero *Lepidosiren* (BARBOSA & BENCHIMOL, 1993), caracídeos do gênero *Colossoma*, eritrínídeos do extinto gênero *Paleohoplias* (GAYET *et al.*, 2003; NEGRI, 2004) e pelos pilomelodídeos do gênero *Phractocephalus* (AGUILERA *et al.*, 2008).

A paleofauna de invertebrados, a paleoflora e palinomorfos são menos conhecidos. Na área compreendida entre os municípios de Feijó e Mâncio Lima, no estado do Acre, são registrados moluscos (CONRAD, 1874; ROXO, 1937; SANTOS & CASTRO, 1967; WESSELINGH, 2006), enquanto folhas fósseis e fragmentos de madeiras, carbonizados e/ou piritizados foram assinalados pela expedição de Pedro de Moura em 1936. Recentemente, MACHADO *et al.* (2006, 2007) efetuaram novos estudos sobre lenhos silicificados encontrados nos rios Acre, Juruá, Purus, Riozinho, Santa Rosa e Moa.

As análises paleobotânicas e palinológicas poderão constituir ferramenta indispensável à compreensão dos processos biológicos, climatológicos e geológicos ocorridos.

Embora tenha ocorrido notável incremento no conhecimento do registro fóssil no Acre, são registrados problemas como a falta de apoio financeiro às pesquisas geológicas e paleontológicas, bem como a ausência de trabalhos de integração dos dados com

pesquisadores de outros países, o que limita as possibilidades de interpretação sobre a evolução dos grupos fósseis encontrados, principalmente para a região noroeste da América do Sul (Brasil: Formação Solimões; Colômbia: Fauna de La Venta; e Venezuela: Fauna de Urumaco), que compartilham grandes similaridades faunísticas.

O potencial prospectado, em nível de seções aflorantes, pode ser caracterizado pela: (i) diversidade da paleofauna de vertebrados e invertebrados, (ii) variedade de tipos angiospérmicos preservados; (iii) completude rara para restos de plantas; (iv) preservação de partes da epiderme e vasos lenhosos, pelos aspectos tafonômicos envolvidos, (v) caráter alóctone e parautóctone dos restos presentes, (vi) registro fóssil de interações inseto-planta, e (vii) potenciais depósitos de palinomorfos para estudos associados a fitofósseis e paleovertebrados, contribuindo para o refinamento de aspectos paleoambientais e cronoestratigráficos.

Devido ao número reduzido de paleontólogos e geólogos e a dificuldade de fixar profissionais nesta região, além da falta de apoio financeiro por parte de órgãos públicos e/ou privados, torna-se difícil o andamento das pesquisas. Uma solução seria a participação e investimentos por parte de outras instituições, interessadas no desenvolvimento das pesquisas relacionadas à geologia e paleontologia da Amazônia sul-ocidental.

Referências Bibliográficas

- ADAMI-RODRIGUES, K., HAAG, N. A., KLOSTER, A. & SILVEIRA, R. R. da., (em publicação) – Novos dados Geológicos e Paleontológicos do Vale do Juruá, Neógeno/Quaternário, Formação Solimões, Acre. *Embrapa*.
- AGUILERA, O. A., BOCQUENTIN, J., LUNDBERG, J. G. & MACIENTE, A. (2008) – A new cajaro catfish (Siluriformes: Pimelodidae: *Phractocephalus*) from the Late Miocene of southwestern Amazonia and its relationship to †*Phractocephalus nassi* of the Urumaco Formation. *Paläontologische Zeitschrift*, 82, p. 230-244.
- ALVARENGA, H. M. F. & GULHERME, E. (2003) – The Anhingas (Aves: Anhingidae) from the Upper Tertiary (Miocene–Pliocene) of Southwestern Amazonia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 23, p. 614-621.
- BARBOSA, V. P. & BENCHIMOL, R. E. (1993) – Ocorrência de *Lepidosiren* (Dipnoi, Lepidosirenidae) na Formação Solimões, Cenozóico da Bacia do Acre. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia e Simpósio Paleontológico do Cone Sul. (1993) – *Boletim de Resumos*, São Leopoldo, SBP, p. 129.
- BARBOSA RODRIGUES, J. B. (1892) – Les reptiles de la vallée de l'Amazone. *Vellosia*, 2, p. 41-60.
- BARROS, A. M. (1977) – Geologia, Geomorfologia, Pedologia, vegetação e uso potencial da terra. In: Projeto Radambrasil, Fls. SB/SC 18, Javari/Contamana. DNPM. Rio de Janeiro, 13, p. 17-103.
- BERGQVIST, L. P., RIBEIRO, A. M. & BOCQUENTIN, J. V. (2002) – Primatas, Roedores e Litopternas do Mio/Plioceno da Amazônia Sul-Occidental (Formação Solimões, Bacia do Acre), Brasil. *Geologia Colombiana*, 23, p. 19-29.
- BOCQUENTIN, J. V. & GUILHERME, E. (1999) – As preguiças Mylodontinae (Mammalia, Xenarthra, Mylodontidae) do Neógeno do Sítio Niterói, Acre, Brasil. *Acta Geológica Leopoldensia*, 22, p. 57-67.
- BOCQUENTIN, J. V. & MELO, J. (2006) – *Stupendemys souzai* sp. nov. (Pleurodira, Podocnemididae) from the Miocene-Pliocene of the Solimões Formation, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9, p. 187-192.
- BOCQUENTIN, J. V. & RANCY, A. (1987) – Presença de *Chelus lewisi* Wood, 1976 (Testudinata, Pleurodira) no Neógeno do estado do Acre, Brasil. In: congreso Latino-americano de Paleontologia, 4, 1987. Tomo I. Asociacion Boliviana de Paleontologia, Santa Cruz de la Sierra, p. 566-573.

- BOCQUENTIN, J. V. & SANTOS, J. C. R. (1989) – Ocorrência de *Chelus colombianus* (Chelonii, Chelidae) no Mioceno Superior do Acre, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 11, 1989. Resumos, Curitiba, SBP, p. 104-105.
- BOCQUENTIN, J. V. & SILVA, W. (1994) – cf. *Gyrinodon* sp. (Notoungulata, Toxodontidae) proveniente do Mioceno Superior da Localidade de Cavalcante, Acre, Brasil. *Acta Geológica. Leopoldensia, Edição Especial*, 39/1, p. 391-398.
- BOCQUENTIN, J. V. & SOUZA-FILHO, J. P. (1989) – Nova interpretação do gênero *Purussaurus* (Crocodylia, Alligatoridae). In: Anais do XI Congresso Brasileiro de Paleontologia, Curitiba. SBP, p. 427-438.
- BOCQUENTIN, J. V. & SOUZA-FILHO, J. P. (1990) – O crocodiliano sul-americano *Carandaisuchus* como sinonímia de *Mourasuchus* (Nettosuchidae). *Revista Brasileira de Geociências*, 20, p. 230-233.
- BOCQUENTIN, J. V., GUILHERME, E. & NEGRI, F. R. (2001) – Duas espécies do gênero *Chelus* (Pleurodira, Chelidae) no Mioceno Superior-Plioceno Inferior da Amazônia Sul-Occidental. *Revista Universidade Guarulhos*, 6, p. 50-55.
- BOCQUENTIN, J. V., SOUZA-FILHO, J. P. & NEGRI, F. R. (1990) – *Neopiblema acrensis*, sp.n. (Mammalia, Rodentia) do Neógeno do Acre, Brasil. *Boletim do Museu Paranaense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 2, p. 65-72.
- BOCQUENTIN, J. V., SOUZA-FILHO, J., RODRIGUES, A. & SILVA, G. (1996) – A coleção de vertebrados fósseis do Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Acre, Brasil. In: Latrubesse, E. M. (eds.). Paleo e Neoclimas da Amazônia Sul-Occidental. Southern Amazônia Palo and Neoclimates (Conferência de Campo). UFAC/Laboratório de Geomorfologia e Sedimentologia, p. 76-89.
- BROIN, F., BOCQUENTIN, J. & NEGRI, F. R. (1993) – Gigant turtles (Pleurodira, Podocnemididae) from the late Miocene-early Pliocene of South Western Amazon. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 22, p. 657-670.
- CAMPBELL, K. JR. & FRAILEY, C. D. (1984) – Holocene flooding and species diversity in southwestern Amazonia. *Quaternary Research*, 21, p. 369-375.
- CAMPOS, D. A. (1977) – Tartarugas fósseis do Brasil. *Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro*, Dissertação (Mestrado), 101 p.
- CAMPOS, D. A. & BROIN, F. (1981) – Tartarugas fósseis do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 53, p. 210-211.
- CAPUTO, M. V., RODRIGUES, R. & VASCONCELOS, D. N. N. (1971) – Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. *Relatório Técnico da Petrobras*. Rio de Janeiro. 641-A, 71 p.
- CARVALHO, P., BOCQUENTIN, J. & BROIN, F. L. (2002) – Une nouvelle espèce de *Podocnemis* (Pleurodira, Podocnemididae) provenant du Néogène de la Formação Solimões, Acre, Brésil. *Geobios*, 35, p. 677-686.
- CONRAD, T. A. (1874) – Remarks on the Tertiary clay of the Upper Amazon with descriptions of new shells. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, 1874, p. 25-32.
- FRAILEY, C. D., LAVINA, E., RANCY, A. & SOUZA-FILHO, J. P. (1986) – A proposed Pleistocene/Holocene lake in the Amazon Basin and its significance to Amazonian geology and biogeography. *Acta Amazonica*, 18, p. 119-143.
- GAFFNEY, E. S., CAMPBELL, K. E. & WOOD, R. C. (1998) – Pelomedusoid side-necked turtles from Late Miocene sediments in Southwestern Amazonia. *American Museum Novitates*, 3245, p. 1-11.
- GASPARINI, Z. (1985). Un nuevo cocodrilo (Eusuchia) Cenozoico de América del Sur. *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos, Série Geologia*, n. 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2, p. 51-53.
- GAYET, M., JÉGU, M., BOCQUENTIN, J. V. & NEGRI, F. R. (2003) – New characoids from the upper Cretaceous and Paleocene of Bolivia and the Mio-Pliocene of Brazil: phylogenetic position and palaeobiogeographic implications. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 23, p. 28-46.

- HAAG, N. A. (2011) – Paleocologia do Mioceno Superior da Amazônia Sul-Occidental. In: XXII Congresso Brasileiro de Paleontologia. Livro de resumos, p. 660-669.
- HSIOU, A. S., FERIGOLO, J. & ALBINO, A. (2007) – Sobre os Squamata (Lepidosauria) da Formação Solimões, Mioceno da Amazônia Sul-Occidental, Brasil. In: Jornadas Argentinas de Paleontologia de Vertebrados, 23, 2007. Libro de Resúmenes, Trelew, Museo Paleontológico Egídio Feruglio, p. 18.
- KROMBERG, B. I., BENCHIMOL, R. E. & BIRD, M. I. (1991) – Geochemistry of Acre subbasin sediments: window on ice-age Amazonia. *Interciência*, 16, p. 138-141.
- LATRUBESSE, E. M., BOCQUENTIN, J. V., SANTOS, C. R. & RAMONELL, C. G. (1997) – Paleoenvironmental model for the late Cenozoic southwestern Amazonia: paleontology and geology. *Acta Amazonica*, 27, p. 103-118.
- MACHADO, L. G., BOLZON, R. T., CARVALHO, M. A. & CARVALHO, I. S. (2006) – Lenhos silicificados do Neógeno da Amazônia Sul-Occidental (Estado do Acre), Brasil: um estudo preliminar. *Boletim da Sociedade Brasileira de Paleontologia*, 53, p. 20.
- MACHADO, L. G., BOLZON, R. T., CARVALHO, M. A., CARVALHO, I. S. & SCHEEL-YBERT, R. (2007) – Considerações sobre a anatomia ecológica de lenhos silicificados do Neógeno do Estado do Acre, Brasil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Paleontologia*, 57, p. 21.
- MONES, A. 1986. *Acremylodon* a new name for *Stenodon* Frailey, (1986) – (Mammalia: Edentata: Mylodontidae). *Comunicaciones Paleontológicas Del Museo de Historia Natural de Montevideo*, 16, p. 229.
- MONES, A. & TOLEDO, P. M. de (1989) – Primer hallazgo de *Euphilus* Ameghino, 1889(Mammalia: Rodentia: Neopiblemidae) en el Neogeno del Estado de Acre, Brasil. *Comunicaciones Paleontológicas del Museo de Historia Natural de Montevideo*, 21, p. 1-15.
- NEGRI, F. R. (2004) – Os Tardigrada (Mammalia, Xenarthra) do Neógeno, Amazônia Sul-Occidental, Brasil. *Programa de Pós-Graduação em Zoologia, Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul*, Tese (Doutorado), 156 p.
- NEGRI, F. R. & FERIGOLO, J. (1999) – Anatomia craniana de *Neopiblema ambrosettianus* (Ameghino, 1889) (Rodentia: Caviomorpha: Neopiblemidae) do Mioceno superior – Plioceno do Estado do Acre, Brasil, e revisão das espécies do gênero. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 11, p. 1-80.
- PAULA-COUTO, C. de. (1944) – Notícia preliminar sobre um novo Toxodonte do Cenozóico do território do Acre. *Abothrodon pricei*. n.g., n.sp. *Boletim do Museu Nacional, Geologia*, 3, p. 1-4.
- PAULA-COUTO, C. (1970) – Evolução de comunidades, modificações faunísticas e integrações biocenóticas dos vertebrados cenozóicos do Brasil. *Actas IV Congresso Latino-Americano de Zoologia*, 2, p. 907-930.
- PAULA-COUTO, C. (1976) – Fossil Mammals from the Cenozoic of Acre, Brazil 1 – Astrapotheria. In: Anais Congresso Brasileiro de Geologia, 28, 1976. Porto Alegre, SBG, p. 237-249.
- PAULA-COUTO, C. (1978) – Fossil Mammals from the of Acre, Brazil 2 – Rodentia Caviomorpha Dinomyidae. *Iheringia, Série Geologia*, 5, p. 3-17.
- PAULA-COUTO, C. (1981) – Fossil Mammals from the Cenozoic of Acre, Brazil IV – Notoungulata, Notohippidae and Toxodontidae Nesodontinae. In: Anais Congresso Brasileiro de Paleontologia, 2, 1981. Porto Alegre, SBP, p. 461-477.
- PAULA-COUTO, C. (1982) – Fossil Mammals from the Cenozoic of Acre, Brazil V – Notoungulata Nesodontinae (II), Toxodontinae and Haplodontheriinae, and Litopterna, Pyrotheria and Astrapotheria (II). *Iheringia, Série Geologia*, 7, p. 5-43.
- PAULA-COUTO, C. (1983) – Fossil mammals from the Cenozoic of Acre, Brazil. VII – *Miscellanea*. *Iheringia, Série Geologia*, 8, p. 101-120.
- PRICE, L. I. (1964). Sobre o crânio de um grande crocodilídeo extinto do Alto Rio Juruá, Estado do Acre. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 36, p. 59-66.

- RADAMBRASIL, (1976) – Levantamento de recursos naturais (geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra). Fl. SC 19 Rio Branco. *DNPM*. Rio de Janeiro, 12, 458 p.
- RANZI, A. (2000) – Paleoecologia da Amazônia: Megafauna do Pleistoceno. *Editora UFSC*. Florianópolis. 101 p.
- RIBEIRO, A. M., MADDEN, R. & VILLANUEVA, J. B. (2005) – Preliminary review of the systematics of the family Toxodontidae (Mammalia, Notoungulata, Toxodonta) from the Tertiary of Acre State, Western Amazonian Brazil. In: II Congresso Latinoamericano de Paleontologia de Vertebrados, 2, 2005. Boletim de Resumos, Rio de Janeiro, Museu Nacional, p. 220-201.
- ROXO, M. G. de OLIVEIRA. (1937) – Fósseis Pliocênicos do Rio Juruá, Estado do Amazonas. Notas Preliminares e Estudos, *Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 9, p. 4-13.
- SANTOS, M. E. C. M. & CASTRO, J. S. (1967) – Moluscos cenozóicos de água doce do Alto Amazonas. *Atas Simpósio Biota Amazônica*, Geociências, Belém, 1, p. 411-423.
- SOUZA-FILHO, J. P. (1998) – Novas formas fósseis de Crocodylia (Alligatoridae e Gavialidae) da Formação Solimões, Cenozóico do Estado do Acre-Brasil, representadas por materiais cranianos e mandibulares. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 19 p.
- SOUZA-FILHO, J. P. & BOCQUENTIN, J. (1989) – *Brasilosuchus mendesi*, n.g. n.sp. Um novo representante da família Gavialidae do Neógeno do estado do Acre, Brasil. In: XI Congresso Brasileiro de Paleontologia. Curitiba, SBP, p. 139.
- SOUZA-FILHO, J. P. & BOCQUENTIN, J. (1991) – *Caiman niteroienses*, n. sp. (Alligatoridae, Crocodylia) do Neógeno do estado do Acre, Brasil. In: XII Congresso Brasileiro de Paleontologia. Boletim de resumos, São Paulo, SBP. p. 126.
- SOUZA-FILHO, J. P., BOCQUENTIN, J. & NEGRI, F. R. (1993) – Um crânio de *Hesperogavialis* sp. (Crocodylia, Gavialidae), Mioceno superior-Plioceno do estado do Acre, Brasil. *Ameghiniana*, 30, p. 341-342.
- WESSELINGH, F. P. (2006) – Molluscs from the Miocene Pebas Formation of Peruvian and Colombian Amazonia. *Scripta Geologica*, 133, p. 19-290.

(Página deixada propositadamente em branco)

FORAMINÍFEROS ATUAIS DO LITORAL DE
BENGUELA (ANGOLA): CARACTERIZAÇÃO
TAXONÓMICA E IMPLICAÇÕES BIOGEOGRÁFICAS

RECENT FORAMINIFERA FROM THE BENGUELA
COAST (ANGOLA): TAXONOMIC CHARACTERIZATION
AND BIOGEOGRAPHIC IMPLICATIONS

M. L. Canales¹, M. H. Henriques² & E. Mbadu³

Resumo – No presente trabalho apresenta-se a caracterização taxonómica das associações de foraminíferos bentónicos e planctónicos reconhecidas em sedimentos atuais do litoral de Benguela (Angola) e discute-se o seu valor do ponto de vista biogeográfico. Este estudo assenta em cinco amostras recolhidas em cinco locais situados entre o Cuio (a sul) e o Lobito (a norte), e, a partir delas, obteve-se um total de 424 exemplares.

Do ponto de vista taxonómico, as associações são constituídas por formas bentónicas e planctónicas, sendo as primeiras dominantes. Reconheceram-se 6 subordens, 22 famílias e 32 géneros, sendo muito abundantes nas associações os representantes da Subordem Rotaliina, das Famílias Uvigerinidae, Rotaliidae e Elphidiidae e dos Géneros *Uvigerina*, *Ammonia* e *Elphidium*. Seguem-se, quanto à abundância relativa, os representantes das subordens Lagenina, Globigerinina e Miliolina, considerando-se Robertinina e Textulariina como minoritárias.

A presença de representantes de determinados táxones, bem como o reconhecimento de certas características morfológicas das carapaças dos representantes da Subordem Globigerinina, permitem reconhecer bioprovíncias nos oceanos atuais. Neste caso, a análise das carapaças planctónicas registadas no material estudado permitiu reconhecer a presença dos táxones que se distribuem na bioprovíncia Subtropical, bem como a influência da Corrente Fria de Benguela, naquela zona do litoral de Angola.

¹ Departamento de Paleontologia, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, España; mcanales@geo.ucm.es

² Departamento de Ciências da Terra e Centro de Geociências; Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra; 3000-272 Coimbra, Portugal; hhenriq@uct.ucp

³ Escola de Formação de Professores; Rua 10 de Fevereiro, Benguela, Angola; emilianambadu@yahoo.com

Palavras-chave – Foraminíferos atuais; Benguela; Angola; Taxonomia; Biogeografia

190

Abstract – In this work the taxonomic characterization of the benthic and planktonic foraminifera assemblages recorded in Recent sediments along the Benguela coast (Angola) is presented, and its implications from a biogeographic point of view are discussed. The study is based on five samples collected in five localities between Cuio (southern Benguela) and Lobito (northern Benguela), which have provided a total of 424 specimens.

From a taxonomic point of view, 6 suborders, 22 families and 32 genera were recognized, the most abundant belonging to the Suborder Rotaliina, Families Uvigerinidae, Rotaliidae and Elphidiidae, and Genera Uvigerina, Ammonia and Elphidium. They are followed by representatives of the suborders Lagenina, Globigerinina and Miliolina, being Textulariina and Robertinina, considered as minority.

The presence of representatives of certain taxa, and the recognition of certain morphological characteristics of the shells of representatives of the Suborder Globigerinina, allow the recognition of bioprovinces in the present day oceans. In this case, the analysis of planktonic shells recorded in the studied material allow us to recognize the presence of taxa characteristic in the Sub-tropical bioprovince, as well as the influence of the Benguela Cold Current, in that part of the Angola coast.

Keywords – Recent Foraminifera; Benguela; Angola; Taxonomy; Biogeography

1 – Introdução

O presente trabalho refere-se a uma investigação realizada no âmbito do Mestrado em Geociências da Universidade de Coimbra, centrada no estudo de associações de foraminíferos atuais (bentónicos e planctónicos), que se obtiveram a partir de cinco amostras recolhidas no litoral da província angolana de Benguela (MBADU, 2011), entre as localidades de Cuio e Lobito (Fig. 1). Com ele, pretende-se alargar o conhecimento acerca das associações de foraminíferos atuais que se podem encontrar no litoral de Angola, através do estudo taxonómico dos espécimes nelas reconhecidos, bem como contribuir para a caracterização das províncias biogeográficas atuais, definidas com base na ocorrência de foraminíferos planctónicos.

2 – Materiais e métodos

Foram recolhidas 5 amostras de sedimentos de praia, com aproximadamente 500 gramas de peso cada uma, cujas coordenadas estão representadas na Tabela 1.

No laboratório, procedeu-se à descrição macroscópica das amostras recolhidas e, posteriormente, retiraram-se 150 gramas de cada uma, que foram separadas em quatro frações (>0,500mm, >0,250mm, >0,125mm, >0,063mm). Cada uma destas frações foi pesada e arquivada, para posterior triagem, que foi realizada através da utilização de uma lupa binocular, modelo BMS-79457.

Os foraminíferos obtidos foram classificados, a nível de género, segundo a classificação de LOEBLICH & TAPPAN (1988), e alguns dos táxones mais representativos foram fotografados ao microscópio eletrónico de varrimento, modelo JEOL 6400, no Centro Nacional de Microscopia Electrónica, situado na Universidade Complutense de

Madrid (Espanha). O material estudado está arquivado no Laboratório de Paleontologia da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra (Portugal).

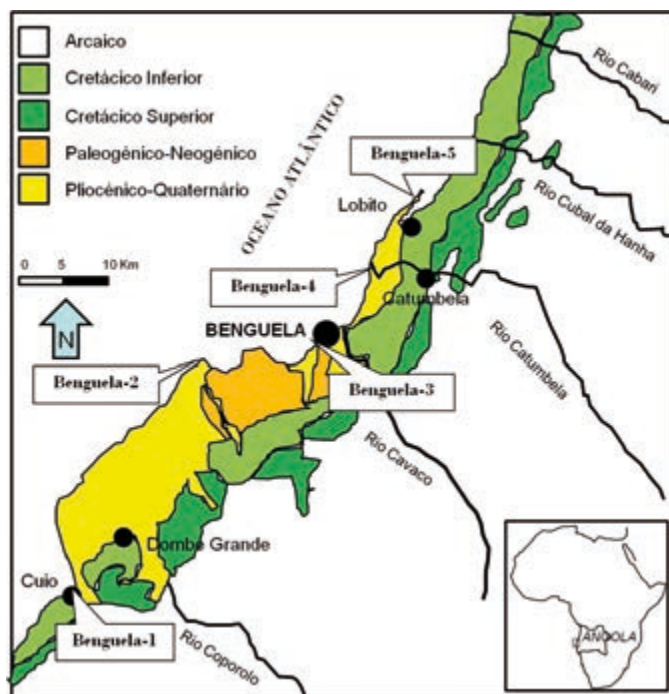


Fig. 1 – Localização da área de estudo e dos pontos de amostragem, utilizando a cartografia geológica de TAVARES *et al.* (2007).

Tabela 1 – Coordenadas geográficas dos locais amostrados para a realização do presente trabalho.

Amostra	Localização	Latitude	Longitude
Benguela 1	Cuio – Dombe Grande	12° 58'29,45" S	13° 59'06,11" E
Benguela 2	Baía Farta – Dungo	12° 40'20,16" S	13° 08'13,48" E
Benguela 3	S. António – Benguela	12° 37'06,78" S	13° 20'59,72" E
Benguela 4	Praia Bebé – Catumbela	12° 24'34,72" S	13° 29'53,39" E
Benguela 5	Restinga – Lobito	12° 18'55,86" S	13° 35'00,89" E

3 – Resultados

Na presente secção apresenta-se o índice taxonómico dos foraminíferos identificados e o número de exemplares obtidos nas amostras recolhidas no litoral de Benguela (Angola). Reconheceram-se 6 subordens, 22 famílias e 32 géneros, estando figurados os mais representativos (Estampa, Figs. 1-31). Discutem-se, igualmente, as implicações biogeográficas derivadas da presença dos táxones planctónicos registados nas amostras estudadas.

3.1 – Índice taxonómico

192

Phyllum Sarcodina Schmarda, 1871	
Clase Rhyzopodea Von Siebold, 1845	
Ordem Foraminiferida Eichwald, 1830	
Subordem Textulariina Delage & Hérouard, 1896	
Superfamília Hormosinacea Haeckel, 1894	
Família Hormosinidae Haeckel, 1894	
Subfamília Reophacinae Cushman, 1910	
Género <i>Reophax</i> de Montfort, 1808 (Estampa, Fig. 1)	1 exemplar
Superfamília Textulariacea Ehrenberg, 1838	
Família Eggerellidae Cushman, 1937	
Subfamília Dorotheiinae Balakhmatova, 1972	
Género <i>Dorothea</i> Plummer, 1931 (Estampa, Fig. 2)	1 exemplar
Subfamília Eggerellinae Cushman, 1937	
Género <i>Karrieriella</i> Cushman, 1933 (Estampa, Fig. 3)	1 exemplar
Subordem Miliolina Delage & Hérouard, 1896	
Superfamília Miliolacea Ehrenberg, 1839	
Família Hauerinidae Schwager, 1876	
Subfamília Hauerininae Schwager, 1876	
Género <i>Quinqueloculina</i> d'Orbigny, 1876 (Estampa, Fig. 4)	17 exemplares
Subordem Lagenina Delage & Hérouard, 1896	
Superfamília Nodosariacea Ehrenberg, 1838	
Família Nodosariidae Ehrenberg, 1838	
Subfamília Nodosariinae Ehrenberg, 1838	
Género <i>Mucronina</i> Ehrenberg, 1839 (Estampa, Fig. 5)	2 exemplares
Género <i>Nodosaria</i> Lamarck, 1812 (Estampa, Fig. 6)	8 exemplares
Género <i>Pseudonodosaria</i> Boomgaard, 1949 (Estampa, Fig. 7)	6 exemplares
Família Vaginulinidae Reuss, 1860	
Subfamília Lenticulininae Chapman, Parr & Collins, 1934	
Género <i>Cribrorobulina</i> Thalmann, 1947 (Estampa, Fig. 8)	2 exemplares
Género <i>Lenticulina</i> Lamarck, 1804 (Estampa, Fig. 9)	29 exemplares
Família Polymorphinidae d'Orbigny, 1839	
Subfamília Polymorphininae d'Orbigny, 1839	
Género <i>Globulina</i> d'Orbigny, 1839 (Estampa, Fig. 10)	2 exemplares
Subordem Robertinina Loeblich & Tappan, 1984	
Superfamília Robertinacea Reuss, 1850	
Família Robertinidae Reuss, 1850	
Subfamília Alliatininae MsGowran, 1966	
Género <i>Robertina</i> d'Orbigny, 1846 (Estampa, Fig. 11)	4 exemplares
Subordem Globigerinina Delage & Hérouard, 1896	
Superfamília Globorotaliacea Cushman, 1927	
Família Catapsydracidae Bolli, Loeblich & Tappan, 1957	
Género <i>Globoquadrina</i> Finlay, 1947	1 exemplar
Superfamília Globigerinacea Carpenter, Parker & Jones, 1860	
Família Globigerinidae Carpenter, Parker & Jones, 1860	
Subfamília Globigerininae Carpenter, Parker & Jones, 1860	
Género <i>Globigerina</i> d'Orbigny, 1826 (Estampa, Figs. 12-13)	14 exemplares
Género <i>Globigerinella</i> Cushman, 1927 (Estampa, Fig. 14)	6 exemplares
Género <i>Globigerinoides</i> Cushman, 1927 (Estampa, Fig. 15)	5 exemplares
Subfamília Orbulininae Schultze, 1854	
Género <i>Orbulina</i> d'Orbigny, 1839 (Estampa, Fig. 16)	1 exemplar

Subordem Rotaliina Delage & Hérouard, 1896	
Superfamília Bolivinacea Glaessner, 1937	
Família Buliminidae Jones, 1875	
Género <i>Bulimina</i> d'Orbigny, 1826 (Estampa, Fig. 17)	24 exemplares
Família Bolivinidae Glaessner, 1937	
Género <i>Bolivina</i> d'Orbigny, 1839 (Estampa, Fig. 18)	14 exemplares
Género <i>Brizalina</i> Costa, 1856 (Estampa, Fig. 19)	13 exemplares
Superfamília Buliminacea Jones, 1875	
Família Uvigerinidae Haeckel, 1894	
Subfamília Uvigerininae Haeckel, 1894	
Género <i>Uvigerina</i> d'Orbigny, 1826 (Estampa, Fig. 20)	47 exemplares
Subfamília Angulogerininae Galloway, 1933	
Género <i>Trifarina</i> Cushman, 1923 (Estampa, Fig. 21)	3 exemplares
Superfamília Discorbacea Ehrenberg, 1838	
Família Bagginidae Cushman, 1927	
Subfamília Baggininae Cushman, 1927	
Género <i>Cancris</i> de Montfort, 1808	1 exemplar
Família Sphaeroidinidae Cushman, 1927	
Género <i>Sphaeroidina</i> d'Orbigny, 1826 (Estampa, Fig. 22)	9 exemplares
Superfamília Glabratellacea Loeblich & Tappan, 1964	
Família Parrelloididae Hofker, 1956	
Género <i>Cibicidoides</i> Thalmann, 1939 (Estampa, Fig. 23)	25 exemplares
Superfamília Planorbulinacea Schwager, 1877	
Família Planulinidae Bermúdez, 1952	
Género <i>Planulina</i> d'Orbigny, 1826 (Estampa, Figs. 24)	19 exemplares
Família Cibicididae Cushman, 1927	
Subfamília Cibicidinae Cushman, 1927	
Género <i>Cibicides</i> de Montfort, 1808	1 exemplar
Superfamília Nonionacea Schultze, 1854	
Família Nonionidae Schultze, 1854	
Subfamília Nonioninae Schultze, 1854	
Género <i>Nonion</i> de Montfort, 1808 (Estampa, Fig. 25)	16 exemplares
Subfamília Pulleniinae Schwager, 1877	
Género <i>Melonis</i> de Montfort, 1808 (Estampa, Fig. 26)	1 exemplar
Superfamília Chilostomellacea Brady, 1881	
Família Heterolepidae González-Donoso, 1969	
Género <i>Heterolepa</i> Franzenau, 1884 (Estampa, Fig. 27)	14 exemplares
Superfamília Rotaliacea Ehrenberg, 1839	
Família Rotaliidae Ehrenberg, 1839	
Subfamília Ammoniinae Saidova, 1981	
Género <i>Ammonia</i> Brünnich, 1772 (Estampa, Figs. 28-29)	68 exemplares
Família Calcarinidae Schwager, 1876	
Género <i>Calcarina</i> d'Orbigny, 1826 (Estampa, Fig. 30)	1 exemplar
Família Elphidiidae Galloway, 1933	
Subfamília Elphidiinae Galloway, 1933	
Género <i>Elphidium</i> de Montfort, 1808 (Estampa, Fig. 31)	67 exemplares

Com um total de 314 exemplares, a subordem mais abundante, no conjunto das amostras estudadas, é Rotaliina. Segue-se a Subordem Lagenina, com 59 exemplares, e a Subordem Globigerinina, com 27 exemplares. Da Subordem Miliolina só foram obtidos 17 exemplares, e as subordens Robertinina e Textulariina podem ser consideradas minoritárias, com 4 e 3 exemplares respetivamente.

3.2 – Implicações biogeográficas

194

A temperatura da água influencia, por um lado, a composição das populações de foraminíferos planctónicos, cuja distribuição, em função deste fator ecológico, é a base do estabelecimento de províncias biogeográficas nos oceanos atuais (Fig. 2). Além disso, a temperatura da água também condiciona o sentido de enrolamento das carapaças de alguns géneros de foraminíferos planctónicos, sendo levógiras em latitudes altas, e dextrógiras em latitudes mais baixas (AMSTRONG & BRASIER, 2005).

A área de estudo situa-se na bioprovincia Subtropical (Fig. 2), mas é afetada diretamente pela Corrente Fria de Benguela, que movimenta águas frias do sul para norte, ao longo da costa africana. Nas amostras estudadas identificaram-se géneros que se desenvolvem nesta bioprovincia (p.e., *Globigerina*, *Globigerinella*, *Globigerinoides* e *Orbulina*), mas é de salientar que algumas das carapaças destes géneros apresentam carapaças levógiras, típicas de águas frias (Estampa, Figs. 13, 14 e 15). Além disso, identificou-se o género *Globoquadrina*, que atinge a sua máxima abundância na bioprovincia Polar (HEMLEBEN *et al.*, 1989). Assim, as associações registadas no litoral de Benguela são dominadas por táxones característicos da bioprovincia correspondente à latitude (Subtropical), mas registou-se a presença de algumas carapaças, características de latitudes mais altas, que terão sido transportadas para norte pela Corrente Fria de Benguela.

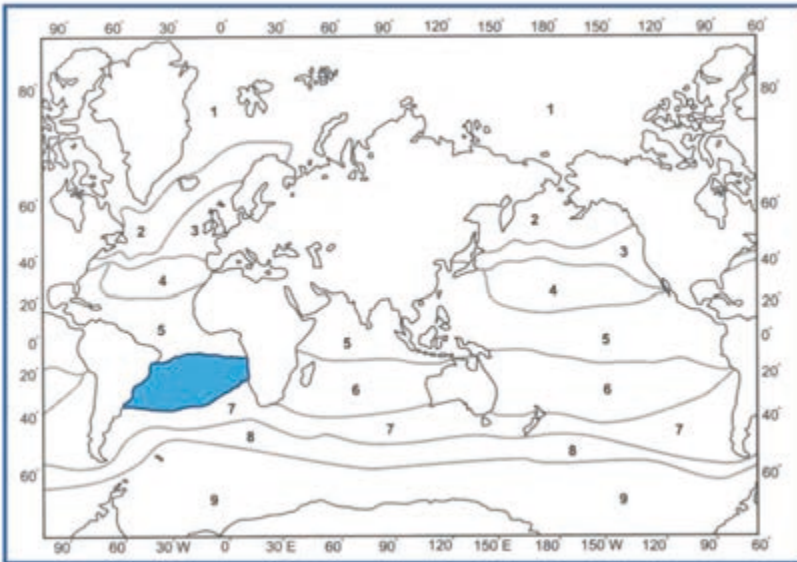


Fig. 2 – Províncias biogeográficas atuais de foraminíferos planctónicos. 1. Ártica; 2. Subártica; 3. De transição; 4. Subtropical; 5. Tropical; 6. Subtropical; 7. De transição; 8. Subantártica; 9. Antártica (retirado de AMSTRONG & BRASIER, 2005, com base em dados de BELYAEVA, 1963). A mancha a azul assinala a bioprovincia Subtropical, na qual se inserem as amostras estudadas no presente trabalho.

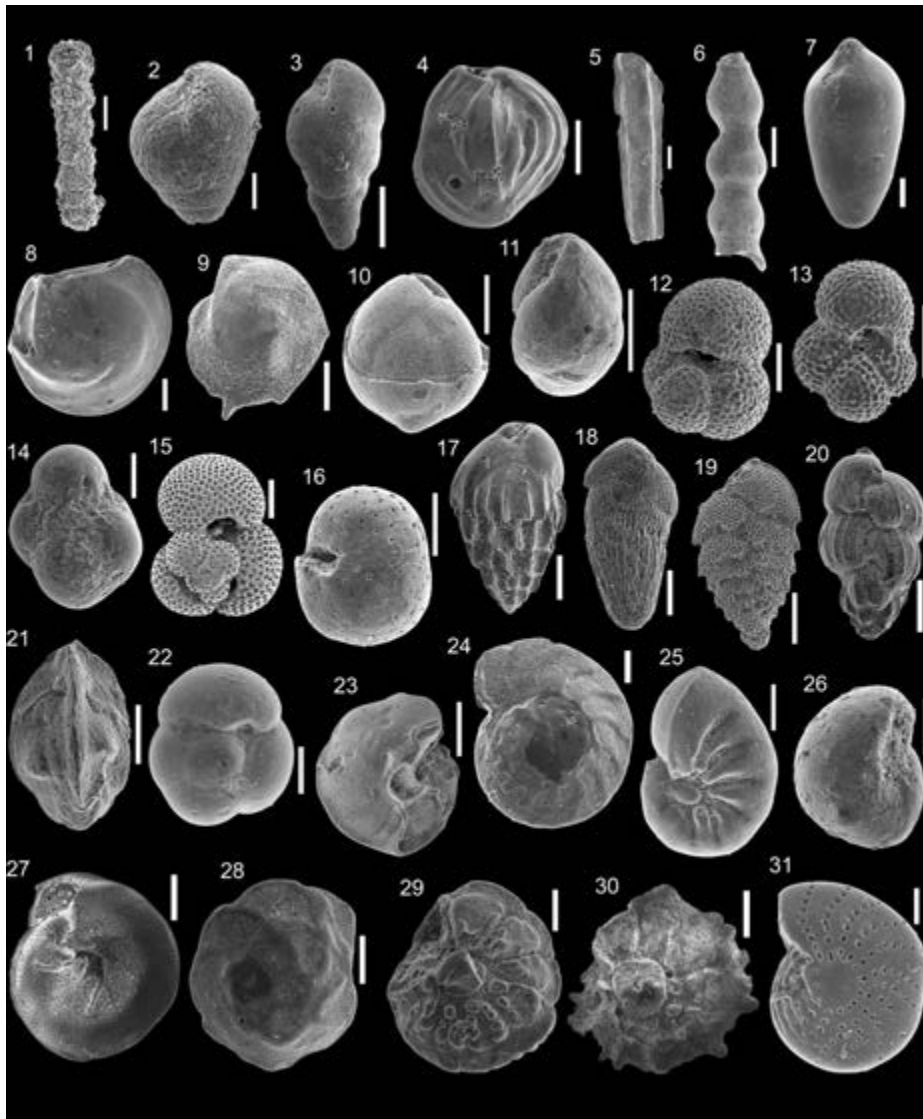
As associações de foraminíferos do litoral de Benguela estudadas no presente trabalho são pouco abundantes, mas muito diversas. São constituídas por formas bentónicas e planctónicas, sendo as primeiras dominantes. Identificaram-se 6 subordens: a mais abundante é Rotaliina; seguem-se Lagenina, Globigerinina e Miliolina, considerando-se Robertinina e Textulariina como minoritárias.

A análise das carapaças planctónicas registadas no material estudado permitiu reconhecer a presença de táxones comuns na bioprovincia Subtropical, bem como a influência da Corrente Fria de Benguela, naquela zona do litoral de Angola.

Agradecimentos – Este trabalho insere-se no âmbito das atividades dos projetos CGL2011-23947 – “Taxones Submediterráneos y Cambios Paleobiogeográficos en el Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica” e CGL2008-03112 – “Crisis bióticas mesozoicas, entre el Triásico Superior y el Jurásico Medio, en el sistema de plataformas ibéricas. Eventos de extinción-renovación y cambios climáticos asociados”, do Ministerio de Educación y Ciencia (Espanha) e o trabalho de laboratório beneficiou do apoio do Consórcio Petrobras-Galp-Partex.

Referências Bibliográficas

- AMSTRONG, H. & BRASIER, M. D. (2005) – Microfossils. Blackwell Publ., 2nd ed., 296 p.
- BELYAEVA, N. V. (1963) – The distribution of planktonic foraminifers over the Indian Ocean bottom. *Voprosi Mikropaleontologii*, 7, p. 209-222.
- HEMLEBEN, Ch., SPINDLER, M. & ANDERSON, O. R. (1989) – Modern Planktonic Foraminifera. Springer-Verlag, 363 p.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1988) – Foraminifera genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 2, 970 p.
- MBADU, E. (2011) “Foraminíferos actuais do litoral de Benguela (Angola)”. Tese de Mestrado, Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra: 84p. (não publicado).
- TAVARES, T. S., MEISTER, C., DUARTE-MORAIS, M. L. & DAVID, B. (2007) – Albian ammonites of the Benguela Basin (Angola): a biostratigraphic Framework. *South African Journal of Geology*, 110, p. 137-156.



Legenda da estampa (todas as escalas gráficas representam 100µ): 1. *Reophax* de Montfort, 1808 (BE-1-51); 2. *Dorothia* Plummer, 1931 (BE-3-16); 3. *Karrieriella* Cushman, 1933 (BE-3-8); 4. *Quinqueloculina* d'Orbigny, 1876 (BE-3-25); 5. *Mucronina* Ehrenberg, 1839 (BE-3-38); 6. *Nodosaria* Lamarck, 1812 (BE-3-44); 7. *Pseudonodosaria* Boomgaard, 1949 (BE-3-15); 8. *Cribrorobulina* Thalmann, 1947 (BE-3-47); 9. *Lenticulina* Lamarck, 1804 (BE-3-20); 10. *Globulina* d'Orbigny, 1839 (BE-3-50); 11. *Robertina* d'Orbigny, 1846 (BE-3-45); 12. *Globigerina* d'Orbigny, 1826, vista ventral, carapaça dextrógira (BE-3-27); 13. *Globigerina* d'Orbigny, 1826, vista ventral, carapaça levógira (BE-3-28); 14. *Globigerinella* Cushman, 1927, vista ventral, carapaça levógira (BE-1-34); 15. *Globigerinoides* Cushman, 1927, vista dorsal, carapaça levógira (BE-3-36); 16. *Orbulina* d'Orbigny, 1839 (BE-3-35); 17. *Bulimina* d'Orbigny, 1826 (BE-3-3); 18. *Bolivina* d'Orbigny, 1839 (BE-3-11); 19. *Brizalina* Costa, 1856 (BE-3-9); 20. *Uvigerina* d'Orbigny, 1826 (BE-3-7); 21. *Trifarina* Cushman, 1923 (BE-3-39); 22. *Sphaeroidina* d'Orbigny, 1826 (BE-3-46); 23. *Cibicidoides* Thalmann, 1939, vista dorsal (BE-3-43); 24. *Planulina* d'Orbigny, 1826, vista dorsal (BE-3-21); 25. *Nonion* de Montfort, 1808 (BE-3-49); 26. *Melonis* de Montfort, 1808 (BE-2-53); 27. *Heterolepa* Franzenau, 1884, vista dorsal (BE-3-23); 28. *Ammonia* Brünnich, 1772, vista dorsal (BE-1-31); 29. *Ammonia* Brünnich, 1772, vista ventral (BE-1-30); 30. *Calcarina* d'Orbigny, 1826, vista dorsal (BE-3-24); 31. *Elphidium* de Montfort, 1808 (BE-1-52).

(Página deixada propositadamente em branco)

FORAMINÍFEROS ATUAIS DO
LITORAL DE BENGUELA (ANGOLA):
DIVERSIDADE E IMPLICAÇÕES ECOLÓGICAS

RECENT FORAMINIFERA FROM
THE BENGUELA COAST (ANGOLA):
DIVERSITY AND ECOLOGICAL IMPLICATIONS

M. H. Henriques¹, M. L. Canales² & E. Mbadu³

Resumo – No presente trabalho descrevem-se as associações de foraminíferos bentónicos e planctónicos reconhecidas em sedimentos atuais do litoral de Benguela (Angola), a partir da amostragem realizada em cinco locais situados entre o Cuio (a sul) e o Lobito (a norte). A partir destes, foi possível conhecer a composição das associações de foraminíferos e a sua diversidade, ao longo da costa, bem como inferir as condições ambientais em que tais associações se terão desenvolvido.

Do ponto de vista taxonómico, reconheceram-se 6 subordens, 22 famílias e 32 géneros, sendo muito abundantes nas associações os representantes da Subordem Rotaliina, das Famílias Uvigerinidae, Rotaliidae e Elphidiidae e dos Géneros *Uvigerina*, *Ammonia* e *Elphidium*.

As associações registadas nas amostras Benguela-1 e Benguela-2 são representativas de populações desenvolvidas num ambiente marinho, pouco profundo, com salinidade abaixo do normal, eutrófico e aeróbico, e com temperatura correspondente à latitude. A primeira parece estar ligeiramente condicionada pela Corrente Fria de Benguela, enquanto a segunda não parece ter influência clara daquela corrente. A associação registada na amostra Benguela-3 é representativa de uma população desenvolvida em meio marinho, desde raso a plataforma, com salinidade normal, eutrófico, e com oxigénio variável (meio aeróbico nas zonas rasas e disaeróbico nas zonas mais profundas), com temperatura

¹ Departamento de Ciências da Terra e Centro de Geociências; Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra; 3000-272 Coimbra, Portugal; hhenriq@det.uc.pt

² Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, España; mcanales@geo.ucm.es

³ Escola de Formação de Professores; Rua 10 de Fevereiro, Benguela, Angola; emilianambadu@yahoo.com

correspondente à latitude, e com influência clara da Corrente Fria de Benguela. Nos pontos de amostragem correspondentes às amostras Benguela-4 e Benguela-5 nenhuma população de foraminíferos ficou registada, provavelmente devido a contaminação das águas derivada da atividade antrópica.

Palavras-chave – Foraminíferos atuais; Benguela; Angola; Ecologia

Abstract – *The present work describes the benthic and planktonic foraminiferal assemblages recorded in Recent sediments along the Benguela coast (Angola), in five localities between Cuio (southern Benguela) and Lobito (northern Benguela). The obtained material has enabled the determination of the foraminiferal assemblages' composition and its diversity along the coast, as well as the environmental factors which have conditioned the assemblages' development.*

From a taxonomic point of view 6 suborders, 22 families and 32 genera were recognized, the most abundant belonging to the suborder Rotaliina, the families Uvigerinidae, Rotaliidae and Elphidiidae, and the genera Uvigerina, Ammonia and Elphidium.

Benguela-1 and Benguela-2 assemblages represent populations which have been developed in shallow marine environments, displaying low salinity levels, eutrophic conditions and temperature levels corresponding to latitude. The first assemblage seems to be slightly conditioned by the Benguela Cold Current, unlike the second one. The Benguela-3 assemblage represents a population developed in shallow to platform marine environment, displaying normal salinity, eutrophic conditions and variable levels of oxygen supply (aerobic in shallow environments to disaerobic in deeper environments), temperature levels corresponding to latitude and the Benguela Cold Current seems to have clearly conditioned the assemblages' composition. From the samples Benguela-4 and Benguela-5, no record of foraminifera has been obtained, which can be probably related to water contamination resulting from anthropic activity.

Keywords – *Recent Foraminifera; Benguela; Angola; Ecology*

1 – Introdução

A análise da composição das associações de foraminíferos atuais tem grande aplicabilidade em investigações de carácter ecológico, uma vez que as variações naquelas refletem modificações nas condições ambientais, possibilitando, por exemplo, a monitorização de áreas sujeitas a poluição (VILELA, 2000).

O presente trabalho refere-se a uma investigação realizada no âmbito do Mestrado em Geociências da Universidade de Coimbra, centrada no estudo de associações de foraminíferos atuais (bentónicos e planctónicos), que se obtiveram a partir de cinco amostras recolhidas no litoral da província angolana de Benguela (MBADU, 2011), entre as localidades de Cuio e Lobito (Fig. 1). Com ele, pretende-se contribuir para o conhecimento das associações de foraminíferos atuais que se podem encontrar nesta parte do litoral de Angola, através da análise qualitativa e quantitativa daquelas associações, bem como identificar os fatores que influenciam a sua distribuição geográfica na referida área.

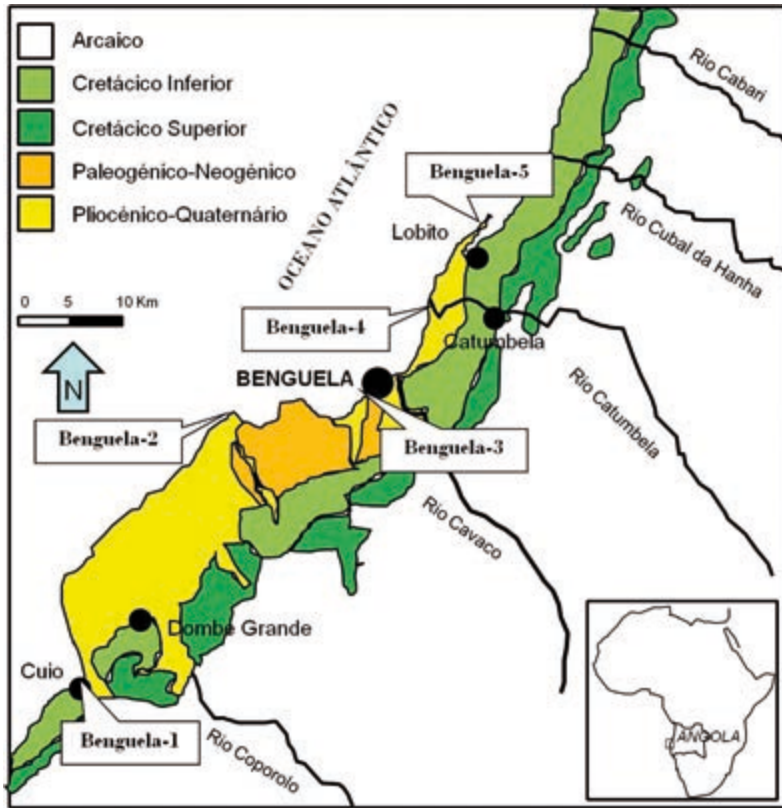


Fig. 1 – Localização da área de estudo e dos pontos de amostragem, utilizando a cartografia geológica de TAVARES *et al.* (2007).

Vários fatores condicionam a distribuição dos foraminíferos bentónicos atuais, tais como a temperatura, a profundidade, o tipo de substrato, a intensidade da luz que penetra nos oceanos, a energia da água, a topografia do fundo, a quantidade de terrígenos em suspensão e a salinidade, bem como a concentração de nutrientes e de oxigénio na água (AMSTRONG & BRASIER, 2005; CALONGE & CANALES, 2008). Quanto aos planctónicos, a sua distribuição geográfica é igualmente condicionada pela latitude, que se repercute na temperatura da água do mar.

Apesar do litoral de Angola se situar em posição latitudinal correspondente a temperaturas de massas de águas oceânicas superficiais relativamente quentes, a temperatura da água a 10 metros de profundidade é baixa, devido à ascensão de águas frias, transportadas pela Corrente Fria de Benguela. A Província de Benguela tem justamente o seu nome ligado a esta corrente de águas acompanhadas de ventos frios, que se movem no sentido sul-norte, e que banham a costa ocidental meridional de África, desde o Cabo da Boa Esperança (na África do Sul), passando pela Costa dos Esqueletos na Namíbia, e pela Costa de Angola, até alcançar o equador, onde vira rapidamente para oeste, para se transformar na Corrente Equatorial Sul (Fig. 2).

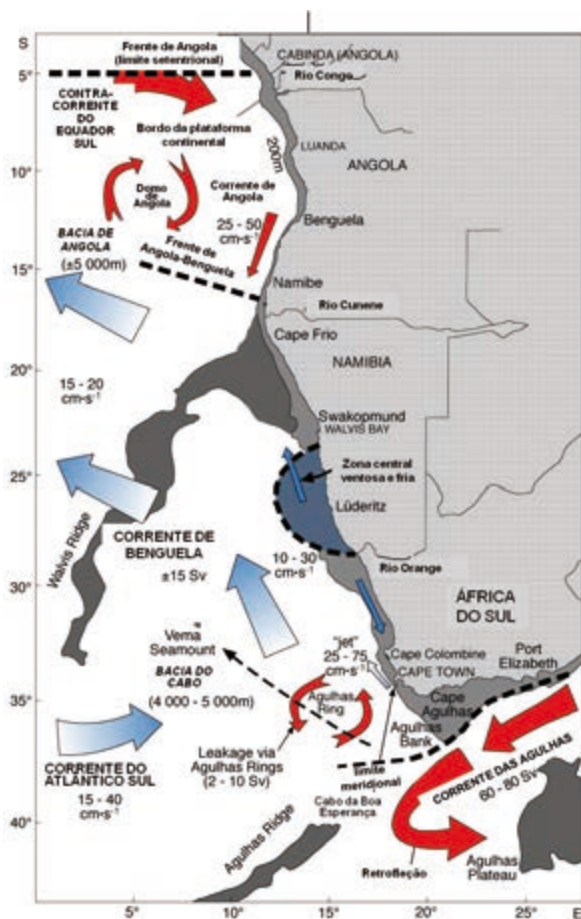


Fig. 2 – Limites internos e externos do Grande Ecossistema Marinho da Corrente Fria de Benguela, características batimétricas e correntes superficiais (modificado de SHANNON & O'TOOLE, 2003).

Os ventos predominantes são de SE, e o Efeito de Coriolis leva a que as águas superficiais sejam defletidas offshore; estas são substituídas por águas profundas, mais frias e ricas em nutrientes, o que torna as águas do litoral de Benguela altamente produtivas, e das mais ricas do mundo em termos de recursos piscatórios (IOI-SA, 2011).

A Corrente Fria de Benguela representa um dos 64 grandes ecossistemas do mundo, cuja preservação constitui objeto de múltiplas iniciativas intergovernamentais (HOAGLAND & JIN, 2006). De entre elas, destaca-se a Comissão da Corrente Fria de Benguela, uma organização constituída por Angola, Namíbia e África do Sul, e que visa promover a gestão integrada, desenvolvimento sustentável e proteção ambiental daquele Grande Ecossistema Marinho (BCC, 2011).

Com o presente trabalho pretende-se analisar a composição das associações de foraminíferos bentónicos e planctónicos que atualmente habitam o litoral de Benguela, bem

como inferir as condições ambientais a que tais associações estão sujeitas, nomeadamente identificar locais que, devido a contaminação de origem antrópica, estão a pôr em risco o desenvolvimento daquelas populações, contribuindo para a degradação dos habitats que integram o Grande Ecossistema Marinho da Corrente Fria de Benguela.

1.1 – Enquadramento fisiográfico

Do ponto de vista geomorfológico, a faixa costeira de Benguela é dominada pela presença de formas de relevo tabular, representando planaltos escalonados, constituídos por sedimentos carbonatados de idade cretácica, cortados por vales e rios (Cubal da Hanha, Catumbela, Cavaco e Coporolo), que definem uma topografia sensivelmente plana para sul, com camadas inclinadas em direção ao mar; os sedimentos terciários mergulham suavemente para noroeste, com pendores que raramente excedem 8° a 10° (TAVARES, 2000; TAVARES *et al.*, 2007).

A região litoral apresenta um relevo com depressões aluviais e costeiras, separadas por arribas de erosão não muito elevadas, onde se reconhecem dois terraços marinhos: o primeiro, elevado atualmente a cotas próximas dos 120m a 150m (plataformas a leste da cidade do Lobito), assenta sobre formações cretácicas carbonatadas; o segundo, situado entre as cidades do Lobito e Benguela, desenvolve-se a cotas compreendidas até aos 40m, e corresponde a uma larga planície deltaica, com depósitos arenoargilosos, transportados e depositados pelo rio Catumbela (CARVALHO, 1960).

1.2 – Materiais e métodos

Foram recolhidas 5 amostras de sedimentos de praia, com aproximadamente 500 gramas de peso cada uma, cujas coordenadas estão representadas na Tabela 1.

Tabela 1 – Coordenadas geográficas dos locais amostrados para a realização do presente trabalho.

Amostra	Localização	Latitude	Longitude
Benguela 1	Cuio – Dombe Grande	12° 58'29,45" S	13°59'06,11" E
Benguela 2	Baia Farta – Dungo	12° 40'20,16" S	13° 08'13,48" E
Benguela 3	S. António – Benguela	12° 37'06,78" S	13° 20'59,72" E
Benguela 4	Praia Bebé – Catumbela	12° 24'34,72" S	13° 29'53,39" E
Benguela 5	Restinga – Lobito	12° 18'55,86" S	13° 35'00,89" E

No laboratório, procedeu-se à descrição macroscópica das amostras recolhidas e, posteriormente, retiraram-se 150 gramas de cada uma, que foram separadas em quatro frações (>0,500mm, >0,250mm, >0,125mm, >0,063mm). Cada uma destas frações foi pesada e arquivada, para posterior triagem. Esta foi realizada através da utilização de uma lupa binocular, modelo BMS-79457.

Os foraminíferos obtidos foram classificados, a nível de género, segundo a classificação de LOEBLICH & TAPPAN (1988), e alguns dos exemplares dos táxones mais

representativos foram fotografados ao microscópio eletrónico de varrimento, modelo JEOL 6400, no Centro Nacional de Microscopia Electrónica, situado na Universidade Complutense de Madrid (Espanha). O material estudado está arquivado no Laboratório de Paleontologia da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra (Portugal).

2 – Resultados

No conjunto das amostras estudadas, a subordem mais abundante é Rotaliina, com um total de 314 exemplares. A Subordem Lagenina atinge 59 exemplares e à Subordem Globigerinina são atribuíveis 27 carapaças. Da Subordem Miliolina só foram obtidos 17 exemplares, e as subordens Robertinina e Textulariina podem ser consideradas minoritárias, com 4 e 3 exemplares respetivamente.

Na amostra Benguela-1 obtiveram-se 76 exemplares a partir de 58 gramas triadas, sendo a abundância de 1,3 foraminíferos por grama triada. Tendo em conta o número de exemplares obtidos (76) e de táxones identificados (4 subordens e 6 géneros) nesta associação, pode considerar-se que ela é representativa de uma biocenose pouco abundante, mas relativamente diversa (Fig. 3). Relativamente à sua composição, e segundo ARMSTRONG & BRASIER (2005), a presença dos géneros *Ammonia* (dominante nesta associação), *Reophax*, *Elphidium* (que tem endossimbiontes fotosintéticos) e *Quinqueloculina*, assim como a presença minoritária de formas planctónicas, indica que a associação se desenvolveu em águas pouco profundas. Os exemplares do género *Ammonia* podem viver em águas com salinidade mais baixa do que o normal. Este ponto de amostragem fica na zona de influência da desembocadura do Rio Coporolo, o que explicaria a dominância deste género na associação. Não se registaram exemplares pertencentes a géneros indicativos de condições disaeróbicas, o que é concordante com um meio pouco profundo e, portanto, bem oxigenado. A pouca quantidade de exemplares com endossimbiontes (*Elphidium*) indica a presença de nutrientes suficientes no meio (eutrófico). A temperatura da água seria a correspondente à latitude, dada a escassez de formas planctónicas transportadas pela Corrente Fria de Benguela, que arrefeceria as águas se tivesse mais influência nesta área.

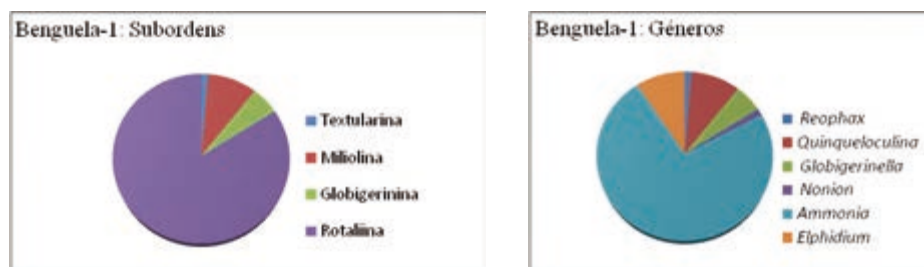


Fig. 3 – Percentagens das subordens e dos géneros de foraminíferos identificados na amostra Benguela-1.

Na amostra Benguela-2 obteve-se um total de 12 exemplares a partir de 58 gramas triadas, sendo a abundância de 0,2 foraminíferos por grama triada. A partir do número

de exemplares obtidos (12) e de táxones identificados (3 subordens e 6 géneros) nesta associação, pode considerar-se que ela é representativa de uma biocenose muito pouco abundante, mas relativamente diversa (Fig. 4).

Nesta associação, a presença de um só exemplar planctónico e o predomínio de exemplares correspondentes aos géneros *Ammonia*, *Elphidium* e *Cibicides* são indicativos do desenvolvimento da mesma numa zona pouco profunda. A elevada abundância relativa dos géneros *Ammonia* e *Elphidium* parece indicar, da mesma maneira que na associação precedente, que a salinidade no meio é mais baixa do que o normal. É provável que a quantidade de nutrientes disponíveis seja menor nesta área do que na anterior, dado o maior número de exemplares pertencentes ao género *Elphidium*, que tem endosimbiontes fotossintéticos, o que reforça também os indícios de que a zona de desenvolvimento da associação corresponde a uma profundidade baixa. A ausência de táxones característicos de meios disaeróbicos (p.e., *Bolivina*, *Bulimina* ou *Brizalina*) indica que a quantidade de oxigénio dissolvido na água é normal. Não se registaram, nesta associação, exemplares de foraminíferos planctónicos transportados desde latitudes mais altas, pelo que a Corrente Fria de Benguela, nesta zona, não provoca arrefecimento das águas.

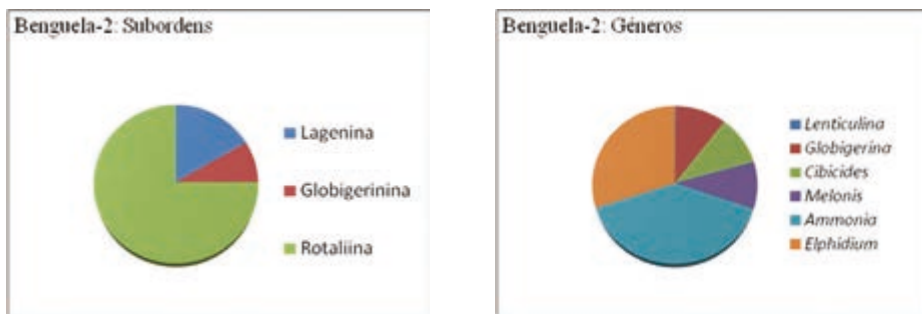


Fig. 4 – Percentagens das subordens e dos géneros de foraminíferos identificados na amostra Benguela-2.

Na amostra Benguela-3 obtiveram-se 336 exemplares, a partir de 59 gramas triadas, sendo a abundância de 5,7 foraminíferos por grama triada. Tendo em conta o número de exemplares obtidos (336) e de táxones identificados (6 subordens e 29 géneros), pode considerar-se que esta associação é representativa de uma biocenose abundante e muito diversa, incluindo táxones quer bentónicos, quer planctónicos (Fig. 5). Observa-se uma mistura de táxones que preferem condições pouco profundas (p.e., *Quinqueloculina*, *Ammonia*, *Elphidium*), com táxones calcários e aglutinados de zonas mais profundas (*Bolivina*, *Bulimina*, *Uvigerina*, *Dorothyia*, *Karreriella*) e formas planctónicas de profundidades de até 100 m na coluna de água (*Orbulina* e *Globigerina*). Esta associação desenvolveu-se desde zonas pouco profundas até zonas relativamente profundas, em condições ambientais muito favoráveis para a sua proliferação, de plataforma marinha com salinidade normal, na qual os nutrientes são suficientes para permitir a existência de uma biocenose abundante e diversa, com táxones que têm endosimbiontes fotossintéticos e táxones calcários de carapaças pequenas e muito finas, que se desenvolvem em condições eutróficas e disaeróbicas. As formas planctónicas obtidas nesta associação desenvolvem-se em latitudes subtropicais

(*Globigerina*, *Globigerinella*, *Globigerinoides* e *Orbulina*), mas a presença de carapaças com enrolamento levógiro indica a influência da Corrente Fria de Benguela, pelo que as águas devem apresentar temperaturas mais baixas do que nas áreas correspondentes às das amostras Benguela-1 e Benguela-2.

Nas amostras Benguela-4 e Benguela-5 triaram-se 59 gramas de cada uma delas, mas ambas resultaram estéreis, não se tendo obtido qualquer carapaça de foraminífero. Tendo em conta os fatores ecológicos que podem condicionar as associações de foraminíferos, ao longo do litoral de Benguela, não parece que nenhum deles fosse suficientemente importante para impedir que houvesse registo destes micro-organismos nos locais correspondentes aos pontos de amostragem Benguela-4 e Benguela-5.

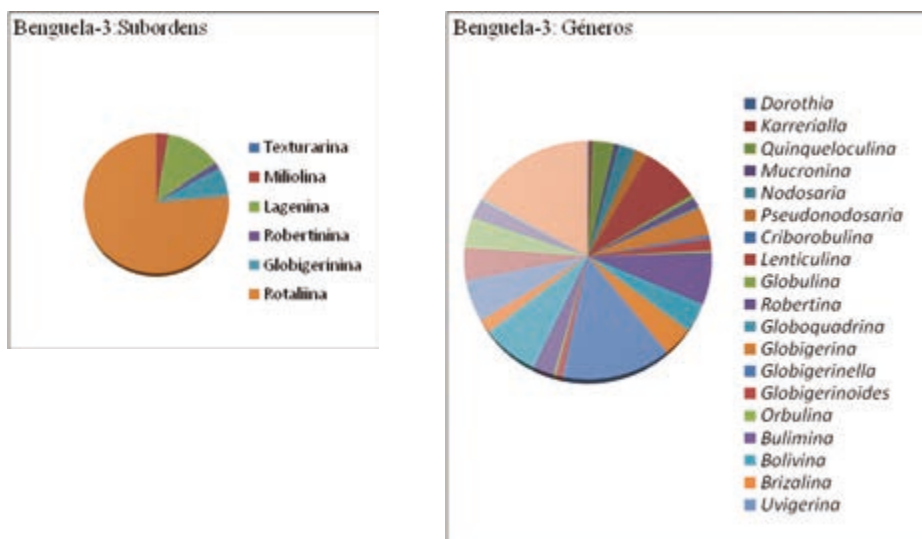


Fig. 5 – Percentagens das subordens e dos géneros de foraminíferos identificados na amostra Benguela-3.

A amostra Benguela-4 foi recolhida na Praia Bebé, numa zona muito povoada, onde se desenvolvem atividades agrícolas e pesqueiras. É provável que a ausência de foraminíferos esteja relacionada com fatores antrópicos, nomeadamente com a contaminação das águas com resíduos urbanos ou com contaminantes provenientes dos adubos agrícolas. A demonstração desta hipótese fica sujeita a análises químicas das águas na região. Em relação à amostra Benguela-5, a situação poderia ser muito semelhante, dado que as correntes costeiras, do sul para o norte, poderiam deslocar os contaminantes, ou mesmo as areias que ali se depositam, e que não têm foraminíferos.

3 – Conclusões

Os foraminíferos, e especialmente os microforaminíferos bentónicos, são considerados bons indicadores das condições ambientais, pois colonizaram todos os ambientes

marinhos, desde as lagunas salobras até aos fundos oceânicos (MURRAY, 1991). Dado que a sua mobilidade é reduzida, e que são organismos com preferências ambientais, as populações refletem muito bem as mudanças que ocorrem no meio.

A partir da análise das composições das associações estudadas neste trabalho, é possível inferir as condições ambientais nas quais puderam desenvolver-se as populações de foraminíferos, cujas carapaças ficaram acumuladas, quer pelas marés, quer pela Corrente Fria de Benguela, nas areias do litoral de Benguela, analisando os diferentes fatores ambientais que as terão afetado.

A associação registada na amostra Benguela-1 é representativa de uma população desenvolvida num ambiente marinho, pouco profundo, com salinidade abaixo do normal, com suficientes nutrientes (condições eutróficas) e oxigénio (meio aeróbico), com a temperatura correspondente à latitude, e ligeiramente condicionada pela Corrente Fria de Benguela.

A associação registada na amostra Benguela-2 é representativa de uma população desenvolvida num ambiente marinho, pouco profundo, com salinidade abaixo do normal, com suficientes nutrientes (condições eutróficas) e oxigénio (meio aeróbico), com a temperatura correspondente à latitude, mas sem uma influência clara da Corrente Fria de Benguela.

A associação registada na amostra Benguela-3 é representativa de uma população desenvolvida num ambiente marinho, desde raso a plataforma, com salinidade normal, com suficientes nutrientes (condições eutróficas) e oxigénio variável (meio aeróbico nas zonas rasas e disaeróbico nas zonas mais profundas), com a temperatura correspondente à latitude e com influência notável da Corrente Fria de Benguela.

Nos pontos de amostragem correspondentes às amostras Benguela-4 e Benguela-5 nenhuma população de foraminíferos ficou registada. A existência de populações perto da praia em ambos os locais pode estar relacionada com a ausência de foraminíferos nestes pontos, consequência de contaminação das águas derivada de atividades de origem antrópica. Portanto, impõe-se a monitorização destas duas áreas, em termos da determinação de águas provavelmente contaminadas, com a consequente degradação duma parte do Grande Ecossistema Marinho da Corrente Fria de Benguela.

Agradecimentos – Este trabalho insere-se no âmbito das atividades dos projetos CGL2011-23947 – “Taxones Submediterráneos y Cambios Paleobiogeográficos en el Jurásico Medio de la Cordillera Ibérica” e CGL2008-03112 – “Crisis bióticas mesozoicas, entre el Triásico Superior y el Jurásico Medio, en el sistema de plataformas ibéricas. Eventos de extinción-renovación y cambios climáticos asociados”, do Ministerio de Educación y Ciencia (Espanha) e o trabalho de laboratório beneficiou do apoio do Consórcio Petrobras-Galp-Partex.

Referências Bibliográficas

- AMSTRONG, H. & BRASIER, M. D. (2005) – Microfossils. Blackwell Publ., 2nd ed., 296 p.
- BCC (2011) – The Benguela Current Commission. United Nations Development Programme. <http://www.bclme.org/> (consultado em 2011.11.24).

- CALONGE, A. & CANALES, M. (2008) – El Mundo de los Microfósiles: Una propuesta de aula. In: Calonge, A., Rebollo, L., López-Carrillo, M. D. & Rábano, I. (eds.). Actas del XV Simposio sobre Enseñanza de la Geología, Cuadernos del Museo Geominero, Inst. Geol. Min. España, 11, p. 41-51.
- CARVALHO, G. S. (1960) – Alguns problemas dos terraços quaternários do litoral de Angola. *Bol. Serviços de Geologia e Minas de Angola*, 2, p. 5-15.
- HOAGLAND, P. & JIN, D. (2006) – Accounting for Economic Activities in Large Marine Ecosystems and Regional Seas. UNEP Regional Seas Report and Studies N° 181, 127 p. <http://www.unep.org/regionalseas/publications/reports/RSRS/pdfs/rsrs181.pdf> (consultado em 2011.11.24).
- IOI-SA (2011) – The Benguela Current. Train-Sea-Coast Course Development Unit Benguela Current. The International Ocean Institute. Southern Africa. <http://www.ioisa.org.za/tsc/bcurrent.htm> (consultado em 2011.11.24).
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H. (1988) – Foraminifera genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 2, 970 p.
- MBADU, E. (2011) – Foraminíferos actuais do litoral de Benguela (Angola). Tese de Mestrado, Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra: 84p. (não publicado).
- MURRAY, J. W. (1991) – Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. Elsevier, Amsterdam, 397 p.
- SHANNON, L. V. & O´TOOLE, M. J. (2003) – Sustainability of the Benguela: ex Africa semper aliquid novi. In: Hempel, G. & Sherman, K. (eds.). Large Marine Ecosystems of the World: Trends in Exploitation, Protection and Research, Elsevier, 10, p. 227-253.
- VILELA, C. (2000) – Microfósseis – Parte I: Foraminíferos, Radiolários e Diatmáceas. In: Carvalho, I. S., (ed.). Paleontologia, Editora Interciência, Rio de Janeiro, 11, p. 157-183.
- TAVARES, T. S. (2000) – Amonites de Angola. Sua ocorrência no Mesozóico das bacias sedimentares de Angola: Estratigrafia e Sistemática. Tese de Licenciatura, Universidade Agostinho Neto, Luanda: 137 p. (não publicado).
- TAVARES, T. S., MEISTER, C., DUARTE-MORAIS, M. L. & DAVID, B. (2007) – Albian ammonites of the Benguela Basin (Angola): a biostratigraphic Framework. *South African Journal of Geology*, 110, p. 137-156.

METODOLOGIA PARA ANÁLISE DE
CONCHOSTRÁCEOS EM MICROSCÓPIA ÓPTICA
ORIUNDOS DE FOLHELOS BETUMINOSOS

METHODOLOGY TO CONCHOSTRACAN
ANALYSIS IN OPTICAL MICROSCOPY
FROM BITUMINOUS SHALE

A. F. Souza^{1,2} I. S. Carvalho¹ & K. L. Garcia^{1,2}

Resumo – Novos procedimentos metodológicos para a identificação de conchostráceos foram realizados em amostras de folhelhos betuminosos, oriundas da Bacia de Sergipe-Alagoas (Formação Maceió, Cretáceo Inferior, Brasil), processadas para recuperação de matéria orgânica, nas quais há a presença de uma fauna monoespecífica de conchostráceos (*Cyzicus pricei*) e palinómorfos. A análise das lâminas em microscopia ótica permitiu identificar e reconhecer os fragmentos de conchostráceos, com os padrões de suas respectivas linhas de crescimento, e ornamentações variadas, não perceptíveis em fósseis submetidos à iluminação direta.

Palavras-chave – Conchostráceos; Formação Maceió; Bacia de Sergipe-Alagoas; Brasil

Abstract – *New methodological procedures for identifying conchostracans were performed on samples of bituminous shales derived from the Sergipe-Alagoas Basin (Maceió Formation, Early Cretaceous), processed for recovery of organic matter, where there is the presence of a monospecific fauna of conchostracans (Cyzicus pricei) and palynomorphs. The analysis of slides using the optical microscopy allows to identify and to recognize the fragments of conchostracans with the standards of their respective growth lines, and varied ornamentation, which could not be possible to observe in fossils submitted to direct light.*

Keywords – *Conchostracans; Maceió Formation; Sergipe-Alagoas Basin; Brazil*

¹ Dep. de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil; alicesouza@gmail.com; ismar@geologia.ufrj.br

² Diretoria Nacional de Pós Graduação, Universidade Estácio de Sá, Rio de Janeiro, Brasil; alicesouza@gmail.com; karinalg1000@yahoo.com.br

1 – Introdução

210

Os conchostráceos são crustáceos que possuem o corpo inteiramente protegido por uma carapaça quitinosa, que geralmente está impregnada por carbonato de cálcio. Pelo seu tamanho diminuto, têm sido identificados em testemunhos de sondagem, podendo fornecer informações sobre o fóssil e o ambiente em que se deu a deposição dos sedimentos. Essas características tornam os conchostráceos bons indicadores ambientais, e a identificação das espécies a partir de fragmentos de carapaça em lâminas amplia sua aplicação paleoambiental e bioestratigráfica.

Seus ovos podem ser submetidos a longos períodos de seca, podendo se dispersar através do vento e da água. Quando o ambiente volta a ser favorável, os ovos eclodem e o organismo passa por uma fase larvar até chegar à fase adulta. É nessa fase que se forma a carapaça e o organismo começa a viver sobre o substrato dos corpos aquáticos (CARVALHO, 1993).

Os conchostráceos, como todos os artrópodes, possuem uma cutícula, exoesqueleto, que recobre toda a superfície do corpo e apêndices. Esta carapaça está presa ao corpo do organismo apenas por um simples músculo, o que faz com que periodicamente ela sofra um acréscimo, enquanto o animal troca todo seu exoesqueleto quitinoso. Possuem zoneamentos de crescimento, separados por linhas, denominadas como linhas de crescimento, cuja função é ampliar o tamanho da carapaça para acompanhar o crescimento do animal, refletindo, portanto, as fases de desenvolvimento desses crustáceos. As características apresentadas por essas linhas constituem-se no principal foco do estudo da paleobiologia desse grupo de organismos.

Os fósseis oriundos da Bacia de Sergipe-Alagoas (Formação Maceió, Cretáceo Inferior), estão presentes nos níveis de folhelhos betuminosos, onde ocorre uma fauna monoespecífica de conchostráceos (*Cyzicus pricei*). Todos os exemplares pertencem à mesma espécie, pois apresentam o mesmo padrão de ornamentação microalveolar carenado, característico da espécie *Cyzicus pricei*. Este padrão caracteriza-se por apresentar os minúsculos alvéolos impregnados por carbonato de cálcio.

Exemplares com diferentes tamanhos indicam que o estágio embrionário de cada ovo em estado de latência era diferente quando ocorreu a eclosão.

2 – Metodologia

O desenvolvimento de uma metodologia para a recuperação de fragmentos de conchostráceos possibilita sua identificação através da observação ao microscópio óptico da ornamentação intra-alveolar presente em sua carapaça.

A metodologia foi desenvolvida com amostras de folhelhos betuminosos, oriundos da Praia de Japaratinga (Japaratinga, Alagoas) da Formação Maceió, Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil, através de processamento para recuperação de matéria orgânica, seguindo a metodologia de OLIVEIRA *et al.* (2006).

Foram preparadas lâminas, tomando como base o processamento de amostras para análise palinológica. O material sofreu uma sequência de ataques químicos, a fim de se obter um resíduo isento de material inorgânico e húmico, contendo apenas material orgânico com a presença de conchostráceos. O processo consiste das seguintes etapas:

- a) Coloca-se 40 g de sedimento em um béquer de vidro de 250 ml e, logo em seguida, inicia-se a acidificação com ácido clorídrico concentrado (HCl) a 32% para se eliminar o carbonato.
- b) Deixa-se em repouso por 2 h. Após esse tempo, acrescenta-se água destilada para iniciar o processo de neutralização e espera-se o material decantar. Com uma peneira de malha de poliéster, peneira-se a solução ácida, e retorna-se o material retido na mesma para o béquer. Faz-se esse procedimento até que a água esteja neutralizada.
- c) O mesmo procedimento é realizado com o ácido fluorídrico concentrado (HF) a 40%, visando à eliminação de silicatos. Neste, a amostra permanece por 12 h em repouso. Após a neutralização completa do mesmo, a amostra é acidificada com HCl a 10% por 3 h, para a eliminação do fluorsilicato, formado durante o processo anterior, e repete-se o procedimento anterior.
- d) No intuito de eliminar a fração mais grossa do resíduo, e conseqüentemente proporcionar a concentração dos fragmentos de conchostráceos, faz-se uso de peneira com malha de 200 µm.
- e) Em seguida, o material sofre ataque com ácido nítrico concentrado (HNO₃), juntamente com clorato de potássio (KClO₃), com duração de 15 min.
- f) Posteriormente é adicionado cloreto de zinco por 20 min, objetivando a separação do material pesado do material mais leve (separação por flotação). Após a separação por flotação, seguida da decantação, adiciona-se ácido HCl diluído a 10%.
- g) O material é então peneirado com malha de 10 µm, e após a lavagem com água destilada, são preparadas as lâminas usando-se uma chapa aquecedora à temperatura de aproximadamente 30° e *entellan* para a colagem da lamínula.

As lâminas preparadas tomam como base o processamento de amostras para análise de palinofácies e fácies orgânica com o intuito de obter amostras com conchostráceos, seguindo como base a metodologia de OLIVEIRA *et al.* (2006).

O processo consiste das seguintes etapas:

- a) Com béqueres de vidro de 250 ml, acrescenta-se 40 g de sedimento e, logo em seguida, inicia-se a acidificação com ácido clorídrico (HCl) a 37%.
- b) Deixa-se em repouso por 18 h. Após esse tempo, acrescenta-se água destilada para iniciar o processo de neutralização e espera-se o material decantar. Peneira-se a solução ácida, e retorna-se o material retido na mesma para o béquer. Faz-se esse procedimento até que a água esteja neutralizada.
- c) O mesmo procedimento é realizado com o ácido fluorídrico (HF) a 40%. Neste, a amostra permanece por 24 h em repouso. Após a neutralização completa do mesmo, a amostra é acidificada com HCl a 10% por 3 h e, novamente, utiliza-se o mesmo procedimento anterior.
- d) Com o material neutralizado e diluído, passa-se o mesmo para um tubo de ensaio de 250 ml, centrifuga-se por 3 min com velocidade de 1.500 rpm. Usa-se a peneira para verter o líquido sobrenadante, retornando o material retido na peneira novamente para o tubo de ensaio.
- e) Acrescenta-se cloreto de zinco (ZnCl₂) no tubo de ensaio e agita-se. Usa-se a centrífuga por 30 min ou deixa-se o material em repouso por 12 h, para que a matéria orgânica seja separada do material inorgânico.
- f) Com a matéria orgânica separada passa-se para outro tubo de ensaio, acrescenta-se algumas gotas de HCl a 10%, agita-se bem e coloca-se o tubo na centrífuga por 3 min a velocidade de 1.500 rpm; em seguida, verte-se o líquido sobrenadante para a peneira, retornando o material retido novamente para o tubo de ensaio.

3 – Resultados

212

A utilização deste método possibilitou a recuperação de fragmentos de carapaças de conchostráceos, de forma indireta, através do método de obtenção de palinofácies, fácies orgânicas e palinomorfos.

A análise das lâminas em microscopia óptica permitiu identificar e reconhecer fragmentos de conchostráceos, com suas respectivas linhas de crescimento e ornamentações intra-alveolar (Fig. 1). Os fragmentos de conchostráceos permitiram a observação em luz transmitida de ornamentações variadas, não reconhecidas em fósseis submetidos à iluminação direta (Figs. 2 e 3). Tal proposição amplia os procedimentos metodológicos para a identificação de conchostráceos, possibilitando interpretações paleoambientais e possíveis correlações bioestratigráficas.

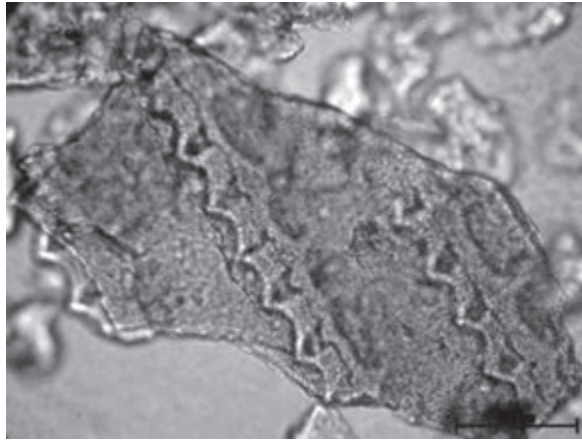


Fig. 1 – Ornamentação microalveolar característica da espécie *Cyzicus pricei*.

4 – Conclusões

A recuperação de fragmentos de carapaças de conchostráceos pelo método de obtenção de palinofácies é possível com a preparação de lâminas, tomando como base o processamento de amostras para análise de palinofácies e fácies orgânica.

As lâminas preparadas para obtenção de fragmentos de conchostráceos, com preservação de suas linhas de crescimento e ornamentações intra-alveolar, tomando como base o processamento de amostras para análise palinológica, mostrou ser eficiente para identificação desses microorganismos e suas estruturas em bom estado de preservação.

Agradecimentos – À João Graciano Medonça Filho, por disponibilizar o laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânicas (LAFO) para preparação das amostras e a toda sua equipe, em especial, Antônio Donizeti de Oliveira, Joalice de Oliveira Medonça e Jaqueline Torres de Souza pela colaboração na preparação e confecção das lâminas e pela análise e fotografia das amostras. Este estudo contou com o apoio da FAPERJ e CNPq.

Referências

CARVALHO, I. S. (1993) – *Os Conchostráceos Fósseis das Bacias Interiores do Nordeste do Brasil*. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 310 p.

OLIVEIRA, A.D., MEDONÇA-FILHO, J. G., SANT'ANNA, A. J., SOUZA, J. T., FREITAS, A. G. & MENEZES, T. R. (2006) – Inovação no processamento químico para isolamento da matéria orgânica sedimentar. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Aracaju, 2006. *Boletim de Resumos*, Aracaju, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 324.

213

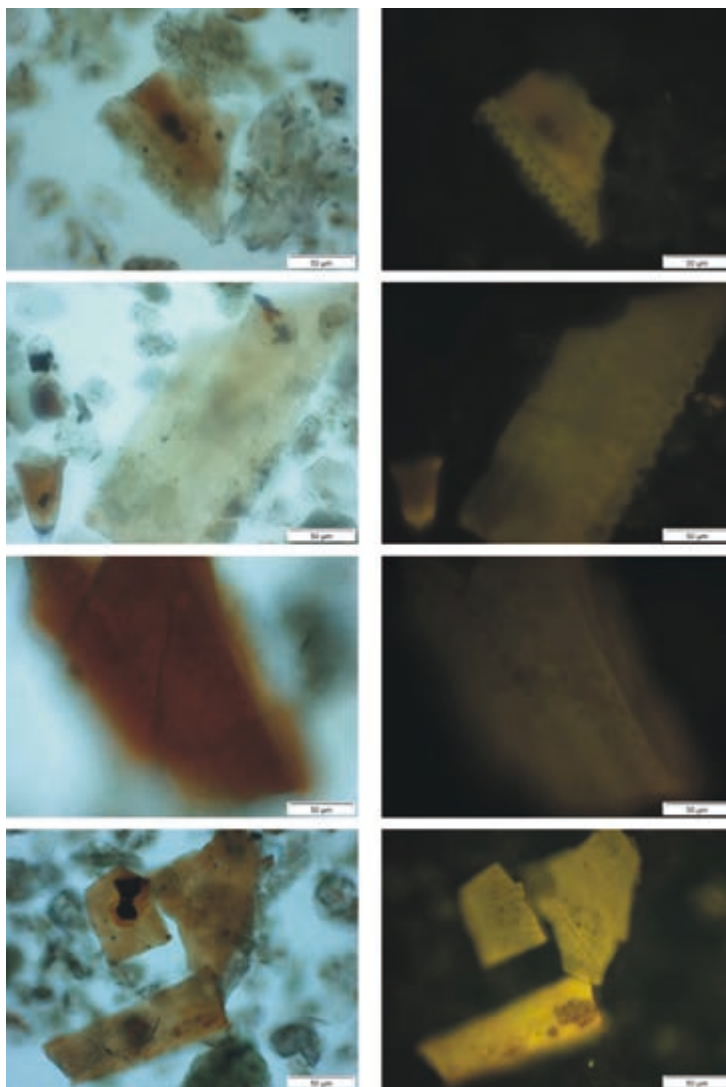


Fig. 2 – Fragmentos de carapaça de *Cyzicus pricei*; reparar na ornamentação carenada microalveolar, em luz branca (direita) e fluorescência (esquerda).

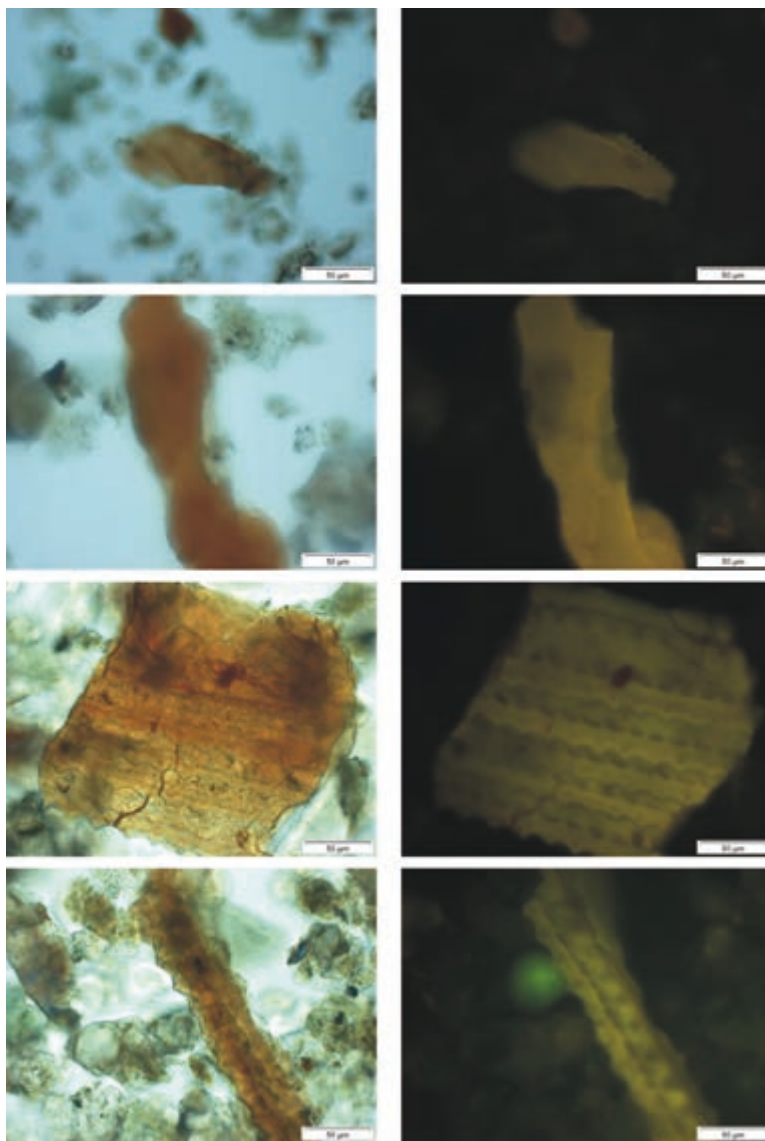


Fig. 3 – Fragmentos de carapaça de *Cyzicus pricei*; reparar na ornamentação carenada microalveolar, em luz branca (direita) e fluorescência (esquerda).

TÉCNICAS LABORATORIAIS E COMPUTACIONAIS
APLICADAS AO ESTUDO TAXONÓMICO
INTEGRADO DE BRAQUIÓPODES

LABORATORY AND COMPUTER
TECHNIQUES IN INTEGRATED TAXONOMIC
STUDIES OF BRACHIOPODS

M. Schemm-Gregory¹ & H. R. Feldman²

Resumo – Neste trabalho apresentam-se os resultados da aplicação diferenciada de técnicas laboratoriais modernas ao estudo de braquiópodes atuais e fósseis do Devónico, do Jurássico e do Cretácico, e que envolvem a realização de secções seriadas e de réplicas de látex, bem como a obtenção de imagens através de tomografia computadorizada.

Tais técnicas, se adequadamente utilizadas a material fóssil, consoante o tipo de fossilização que exibem (conchas articuladas, isoladas, silicificadas, calcárias, moldes externos e internos), permitem reconhecer estruturas morfológicas taxonomicamente relevantes para a sua classificação que, de outra forma, não se poderiam detetar.

Os dados obtidos através da aplicação destas técnicas, porque permitem realizar determinações taxonómicas mais fiáveis, representam um enorme contributo para refinar escalas de tempo baseadas no registo de braquiópodes, para sustentar modelos evolutivos do grupo e para detalhar interpretações paleobiogeográficas e paleoecológicas de ambientes antigos.

Palavras-chave – Braquiópodes; Tipos de fossilização; Técnicas laboratoriais; Taxonomia

¹ Centro de Geociências da Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra; Mena.Schemm-Gregory@dct.uc.pt, Mena_Schemm@gmx.de

² Division of Paleontology (Invertebrates), American Museum of Natural History, Central Park West at 79th Street, New York, NY, 10024-5192, EUA

Abstract – This work describes the results and use of the different modern laboratory techniques for the study of fossil – Devonian, Jurassic, and Cretaceous – and Recent brachiopods such as serial sections, latex casts or digitized computer tomographical images. These techniques, if adequately applied for each kind of preservation (articulated, isolated, pyritized, or silicified shells, external or internal moulds), allow to study the taxonomic relevant morphological structures for the exact and reliable identification which would be, in other ways, impossible.

The obtained data help to improve in the most reliable way the brachiopod biostratigraphy and evolution and, in a second step, paleobiogeography and paleoecology of the time interval under investigation.

Keywords – Brachiopodes; Types of fossil preservation; Laboratory techniques; Taxonomy

1 – Introdução

Os braquiópodes existem desde há mais de 500 milhões de anos na Terra e o estudo do seu registo fóssil é essencial para a definição de unidades biostratigráficas, no estabelecimento de biocorrelações, bem como para fundamentar modelos evolutivos do grupo e interpretações paleogeográficas e paleoecológicas de ambientes antigos. A base de tais abordagens assenta, naturalmente, na determinação taxonómica dos seus representantes, à luz da sistemática atual, e tal classificação detalhada depende, em larga medida, do estado de conservação do material de estudo.

Atualmente, com a aplicação de técnicas mais sofisticadas, apropriadas ao tipo de fossilização que os fósseis de braquiópodes podem apresentar, é possível superar dificuldades de reconhecimento de algumas estruturas morfológicas diagnósticas que, outrora, dificultavam a sua classificação. Quando analisadas de forma integrada, as informações obtidas com a utilização de tais técnicas permitem fundamentar, com maior precisão, as determinações taxonómicas dos fósseis de braquiópodes, bem como sustentar modelos que representam a sua evolução (SCHEMM-GREGORY, 2009).

No presente trabalho, apresentam-se as potencialidades e a adequação de algumas técnicas laboratoriais de identificação taxonómica aplicadas ao estudo de braquiópodes exibindo diferentes tipos de fossilização. O material estudado, que inclui espécimes de distintas idades (Devónico, Jurássico e Cretácico), integra o acervo das seguintes instituições: Museum für Naturkunde, Berlin, Alemanha (MB.B.), Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum, Frankfurt am Main, Alemanha (SMF), Departamento de Geociências, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia (UN-DG) e Peabody Museum of Natural History/Yale University, New Haven, EUA (YPM).

2 – Tipo de fossilização vs técnica de estudo

O registo fóssil de braquiópodes, tal como o de muitos outros grupos de invertebrados, inclui fósseis de conchas isoladas e de conchas articuladas, bem como moldes internos e externos que, quando se apresentam bem conservados, e recorrendo à utilização de

técnicas adequadas, permitem obter informações detalhadas acerca da morfologia dos seus representantes.

2.1 – Conchas isoladas

217

As conchas isoladas, se se apresentarem pouco silicificadas, e se não tiverem sido sujeitas a grande abrasão, permitem o estudo da estrutura da concha original, da sua microestrutura e das fibras ou as punctae, através do recurso ao microscópio petrográfico ou ao SEM (Fig. 1). Neste caso, é possível analisar a morfologia interna, as impressões musculares registadas na concha, as placas dentais e a cardinalia da charneira. Mas o braquídeo, as crura ou o arco não são preservados devido à fragilidade destas estruturas. Quando as conchas isoladas estão silicificadas, e exibem vestígios do sedimento encaixante, é necessário remover aquele material da superfície da concha. Se forem de natureza calcária, basta utilizar ácido fórmico ou clorídrico.

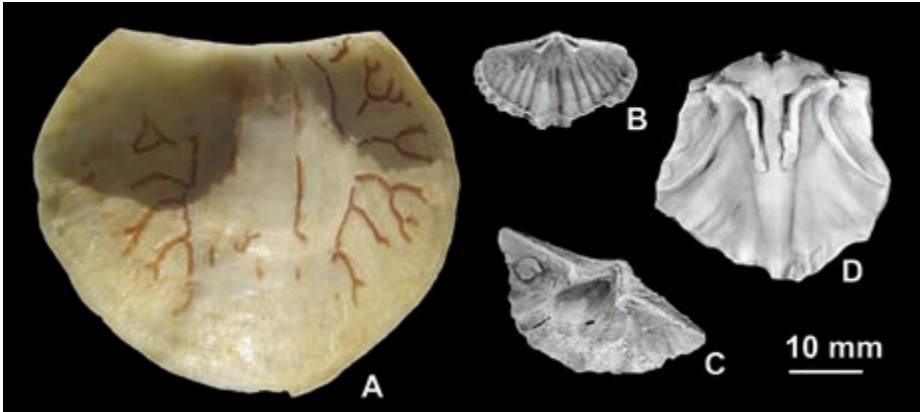


Fig. 1 – Conchas isoladas. A. Concha atual com impressões viscerais de Terebratulida [não catalogado]. B. Concha dorsal interna de *Howellella cycloptera* (Hall, 1859) (YPM 221488) do Devónico Inferior. C. Concha ventral interna de “*Spirifer*” *murchisoni* (de Castelnau, 1843) (YPM 221346) do Devónico Inferior. D. Concha dorsal interna de *Paracrothyris* sp. A. (SMF 66087) do Devónico Médio.

2.2 – Conchas articuladas

A classificação precisa das conchas articuladas de braquiópodes depende da análise da sua morfologia interna. Para estudar o interior das conchas calcárias articuladas (Fig. 2), a maneira mais expedita de o fazer é proceder ao corte de secções seriadas das conchas e preparar uma película de acetato de cada secção (Fig. 2). Trata-se uma técnica muito morosa, mas as películas obtidas permitem a análise da punctae e da estrutura da concha, desde que aquelas não se apresentem diageneticamente alteradas (WILSON & PALMER, 1989; ALVAREZ & BRUNTON, 2008).

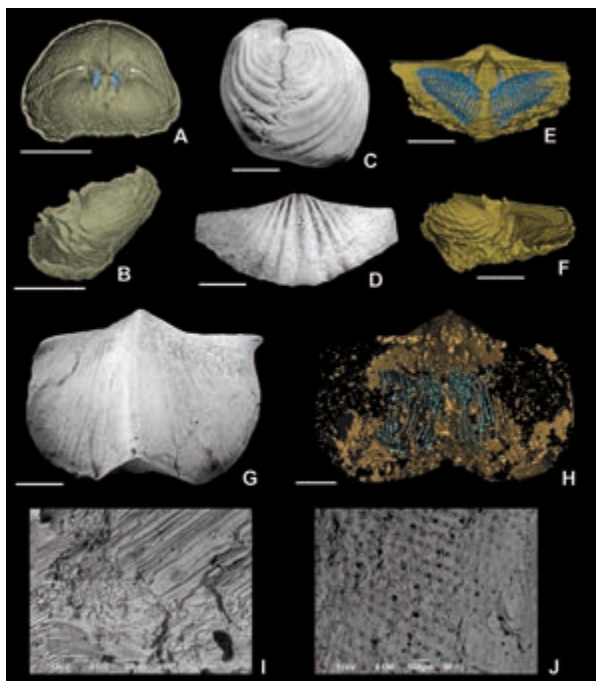


Fig. 2 – Conchas articuladas. A-C. *Somalirhynchia africana* Weir, 1925 (MB.B. 3355) do Jurássico Médio. Escala 10 mm [A-H]. A-B. Reconstruções tridimensionais das imagens CT. C. Vista lateral das conchas silificadas. D-F. *Rostrospirifer tonkinensis* (Mansuy, 1908) (SMF 59177) do Devónico Inferior. D-E. Reconstruções tridimensionais das secções tridimensionais. F. Vista ventral das conchas calcárias. G-H. Conchas articuladas de *Paraspirifer bownockeri* Stewart, 1927 (YPM 221312). G. Vista dorsal das conchas piritizadas. H. Reconstruções tridimensionais das imagens TC. I-J. SEM imagens da ultraestrutura da concha articulada de *Hadrosia gracilis* Schemm-Gregory *et al.*, 2012 (UN-DG-BR 9453) do Cretácico Inferior.

No caso de conchas silificadas incluídas em sedimentos calcários, é possível dissolver a amostra em ácido clorídrico, obtendo-se um resíduo onde se concentram as conchas (SCHEMM-GREGORY & JANSEN, 2009). A silicificação permite preservar todas as informações morfológicas da concha mas, se for suave, o processo destrói a estrutura da concha ou só algumas partes dela ficam preservadas (BUTTS, 2005).

No caso das conchas piritizadas ou silificadas, recorrendo à tomografia computadorizada (CT), é possível obter sequências de imagens, de curta distância, que permitem a realização, com elevada resolução, de reconstruções tridimensionais das conchas. Nas secções seriadas realizadas à mão, a distância entre secções é maior do que a distância entre secções obtidas através de imagens CT, e corre-se o risco de se perder informação.

É possível realizar reconstruções tridimensionais de conchas a partir da digitalização de fotografias, quer das películas de acetato, quer da superfície das secções seriadas (ver SCHEMM-GREGORY nesta publicação).

Para poder comparar os dados obtidos a partir das conchas articuladas com os dados de publicações antigas, pode revelar-se útil realizar desenhos bi-dimensionais das películas de acetato – recorrendo à câmara clara –, e de imagens CT (NIELD, 1987).

2.3 – Moldes

Moldes são réplicas da morfologia interna ou externa duma concha, que representam uma imagem negativa da concha original (Fig. 3). Os moldes de fósseis de braquiópodes que exibem bom estado de preservação permitem analisar a microestrutura da concha e as impressões musculares e viscerais (*p.e.*, gónadas), o que raramente se pode fazer em conchas articuladas e nas secções seriadas transversais e/ou longitudinais. As réplicas de látex permitem, por outro lado, o estudo da morfologia da concha original (SCHEMM-GREGORY, 2008a). As crura e o braquiúdio dos braquiópodes nunca ficam preservados nos moldes, mas as réplicas de látex permitem ainda estudar:

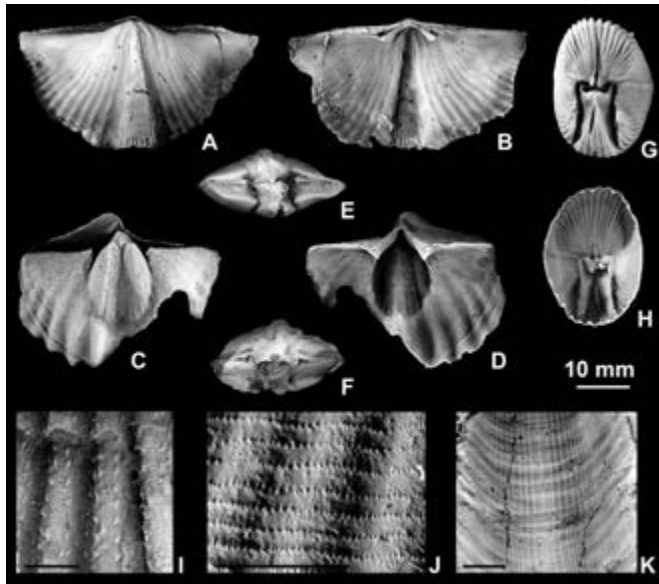


Fig. 3 – Conchas isoladas. A-B. Molde dorsal interno e réplica de látex de *Cyrtospirifer tindoufensis* Schemm-Gregory, 2011b (SMF 66081c) do Devónico Médio. C-D. Molde ventral interno e réplica de látex de *Frequentispirifer frequens* (Bublitschenko, 1927) (SMF 66438/1) do Devónico Inferior. E-F. Molde interno das conchas articuladas e réplica de látex de *Arduspirifer (Sollispirifer) dahmeri* Solle, 1953 (SMF XVII 1875) do Devónico Inferior. G-H. Molde interno das conchas articuladas e réplica de látex de *Crassirenselaeria crassicosta* (Koch, 1881) (MB.B. 9020) do Devónico Inferior. I. Microestrutura *lagrimata* na réplica de látex do molde externo de *Orientospirifer nakaolingensis* (Hou, 1959) (SMF 85071). J. Microestrutura *fimbriata* na réplica de látex do molde externo de *Acrospirifer primaevus* (Steininger, 1853) (SMF 65879). K. Microestrutura *capitata* na réplica de látex do molde externo de *Filispirifer hamadae* Schemm-Gregory, 2008b (SMF 66573).

- a) a microestrutura, que fica preservada nos moldes externos;
- b) as impressões das gónadas, dos músculos, das vísceras e a morfologia interna da concha, que ficam preservados nos moldes internos;
- c) a estrutura da charneira, que fica preservada nos moldes internos das conchas articuladas.

3 – Conclusões

As técnicas de estudo dos braquiópodes apresentadas no presente trabalho, se adequadamente aplicadas ao tipo de fossilização que os braquiópodes exibem, permitem realizar estudos morfológicos da concha completa. O recurso à combinação de técnicas diferentes conduz à obtenção dum conjunto diversificado de dados morfológicos que permitem caracterizar, de forma mais completa, cada espécie de braquiópode (Fig. 4).

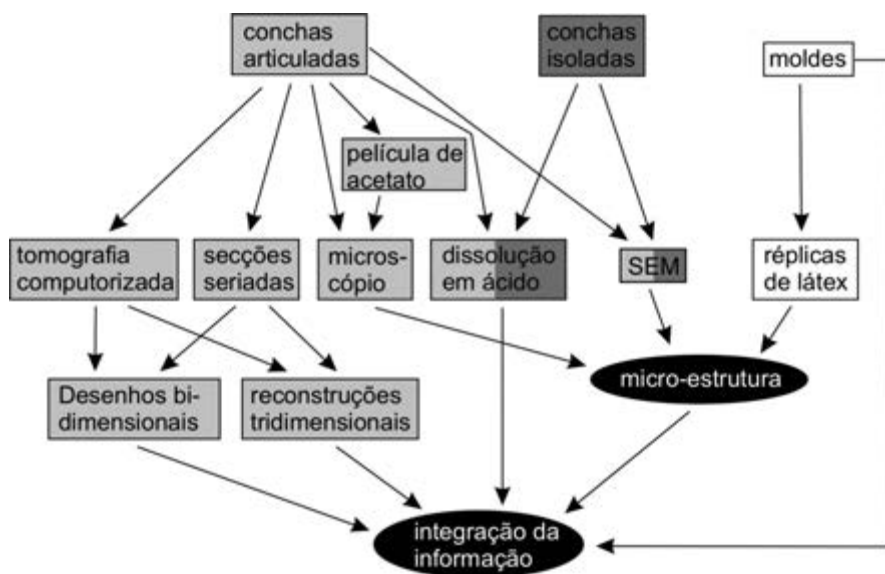


Fig. 4 – Técnicas de estudo de fósseis de braquiópodes adequadas a cada tipo de fossilização, com vista à obtenção de um conjunto diversificado de dados morfológicos, necessários à caracterização completa de cada táxone.

A partir da identificação taxonómica completa de diferentes táxones de braquiópodes, é possível construir uma escala de tempo neles baseada, aplicável em sucessões estratigráficas contendo associações de representantes do grupo, quer eles se apresentem sob a forma de conchas isoladas, conchas articuladas ou moldes. O potencial dos braquiópodes

para o estabelecimento de correlações a larga escala vê-se, assim, fortemente incrementado, o que abre interessantes perspectivas futuras relativamente ao aprofundamento dos conhecimentos acerca da paleobiogeografia do bordo setentrional do Gonduânia, de que se reconhecem registos, quer em Portugal (*p.e.*, Sinclinal de Dornes), quer no Brasil (*p.e.*, Bacia do Paraná) (SCHEMM-GREGORY, 2011a).

Agradecimentos – Os autores agradecem a Maria Helena Henriques (Universidade de Coimbra) pela revisão do português do manuscrito.

Referências Bibliográficas

- ALVAREZ, F. & BRUNTON, C. H. C. (2008) – On the reliability of reconstructing and comparing brachiopod interiors and their morphological variations based solely on serial sections. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 120, p. 58-74.
- BUTTS, S. (2005) – Influence of Brachiopod Taxonomy on Taphonomic Bias in the Fossil Record. Fifth International Brachiopod Congress. Abstracts Book, p. 27, Copenhagen.
- HALL, J. (1859) – Palaeontology: Volume III. Containing descriptions and figures of the organic remains of the Lower Helderberg Group and the Oriskany Sandstone. Part 1: Texts. *Geological Survey of New York*, 3, p. 1-532.
- NIELD, E. W. (1987) – Drawing and Understanding Fossils: a Practical Guide for Beginners, with self-assessment. Oxford, Pergamon Press, 150 p.
- SCHEMM-GREGORY, M. (2008a) – New interpretations of the phylogeny of delthyridoid spiriferids (Brachiopoda, Lower and Middle Devonian). *Bulletin of Geosciences*, 83, p. 401-448.
- SCHEMM-GREGORY, M. (2008b) – A new species of *Filispirifer* (Brachiopoda: Delthyridoidea) from the Dra Valley, Morocco (Lower Devonian). *Zootaxa*, 1739, p. 53-68.
- SCHEMM-GREGORY, M. (2009) – *Phylogeny, taxonomy, and palaeobiogeography of delthyridoid spiriferids (Brachiopoda, Silurian to Devonian)*. Tesis de Doutorado, Fachbereich Geowissenschaften, Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt, 610 p.
- SCHEMM-GREGORY, M. (2011a) – *Lusitanispirifer lusitanensis* n. gen. et sp. – A new delthyridoid spirifer and its palaeogeographical implications for the Dornes Syncline (Lower Devonian, Portugal). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 50, p. 85-94.
- SCHEMM-GREGORY, M. (2011b) – A new species of *Cyrtospirifer* (Brachiopoda) from the Middle Devonian of the Western Sahara (Northwest Africa). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 117, p. 3-13.
- SCHEMM-GREGORY, M. & JANSEN, U. (2009) – New implications on the Upper Givetian “*Stringocephalus* Bed” in Central Nevada (Brachiopoda, Middle Devonian). *Palaeontographica Americana*, 63, p. 157-165.
- SCHEMM-GREGORY, M., ROJAS-BRICEÑO, A., PATARROYO, P. & JARAMILLO, C. (2012) – First report of *Hadrosia* Cooper, 1983 in South America and its biostratigraphical and paleobiogeographical implications. *Cretaceous Research*, 34: 257-267. doi: 10.16/j.cretres.2011.11.005.
- WILSON, M. A. & PALMER, T. J. (1989) – Preparation of acetate peels. In: Feldmann, R. M., Chapman, R. E. e J. T. Hannibal, J. T. (eds.). Paleotechniques. The Paleontological Society, Special Publication, 4, p. 142-145.

(Página deixada propositadamente em branco)

RECONSTRUÇÕES TRIDIMENSIONAIS DE FÓSSEIS DE BRAQUIÓPODES E IMPLICAÇÕES TAXONÓMICAS

THREE-DIMENSIONAL RECONSTRUCTIONS OF FOSSIL BRACHIOPODS AND TAXONOMIC IMPLICATIONS

M. Schemm-Gregory¹

Resumo – As reconstruções tridimensionais de fósseis são um método inovador da paleontologia moderna. Neste trabalho apresentam-se as vantagens que apresentam para o estudo dos braquiópodes, bem como as técnicas laboratoriais e as aplicações informáticas em que se baseiam. São igualmente apresentados os resultados mais significativos que se obtêm a partir da utilização deste método.

Palavras-chave – Braquiópodes; Reconstruções tridimensionais; Taxonomia

Abstract – Three-dimensional reconstructions are a new method in modern palaeontological studies. In this work the advantages of the use of three-dimensional reconstructions, their preparation in the laboratory, and the computer applications are introduced as well as the most significant results achieved so far.

Keywords – Brachiopoda; Three-dimensional reconstructions; Taxonomy

1 – Introdução

Os braquiópodes são conhecidos no registo fóssil desde o Câmbrico, sendo particularmente relevantes em estudos estratigráficos do Paleozoico, devido à sua rápida evolução e ocorrência global. O “hot spot” da diversidade dos braquiópodes regista-se justamente no Paleozoico e a sua classificação no campo é, também para os não-especialistas, relativamente fácil. No entanto, durante o Mesozoico, a situação altera-se. A diversidade dos

¹ Centro de Geociências da Universidade Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra, Portugal; Mena.Schemm-Gregory@dct.uc.pt; Mena_Schemm@gmx.de

braquiópodes diminui e a sua homeomorfia externa aumenta, sendo a sua classificação no campo muitas vezes incerta. Só o conhecimento da morfologia interna dos espécimes permite a sua identificação taxonómica. Para tal, no passado, utilizavam-se, fundamentalmente, duas técnicas com vista à obtenção de dados acerca da morfologia interna dos braquiópodes: a preparação de secções seriadas ou a dissolução da concha com ácido. Esta última requer muita paciência e prática; as secções seriadas e os desenhos ou fotos da superfície só permitem uma reconstrução bidimensional da morfologia interna. Resulta que a comparação detalhada destes braquiópodes com formas da mesma idade ou com dados da literatura pode ser muito difícil e complexa. Recentemente, tem-se vindo a impor cada vez mais o método das reconstruções tridimensionais digitalizadas, obtidas, por exemplo, através de imagens digitais de tomografia computadorizada. Contudo, o estado de conservação dos fósseis não permite, muitas vezes, aplicar este método.

Seguidamente, descrevem-se as técnicas inerentes à elaboração das reconstruções tridimensionais de braquiópodes através de imagens de secções seriadas, desde a fase em que o fóssil é recolhido no campo até à obtenção do modelo digitalizado no computador, utilizando-se exemplos recentemente publicados.

2 – A preparação

A realização de reconstruções tridimensionais de fósseis de braquiópodes requer a aplicação de técnicas laboratoriais e o recurso a aplicações informáticas específicas, que a seguir se descrevem.

2.1 – Trabalho de laboratório

Para preparar as secções seriadas de braquiópodes os espécimes têm de estar embutidos numa resina e colados numa placa de vidro ou de metal. Para evitar consumir demasiada resina, recomenda-se adicionar pequenos fragmentos de calcário naquela, e tinta da china se a concha do fóssil for clara, pois isso facilita o trabalho posterior no computador (Fig. 1.2) (ver secção 2.2). O braquiópode tem de ser orientado com a margem anterior voltada para baixo e com a área da comissura perpendicular à superfície da placa (Figs.1.1, 2.2). Para garantir a realização duma reconstrução tridimensional correta, é necessário conhecer a distância entre secções, o que corresponde à espessura polida em cada secção, e que é necessário medir com rigor (Fig. 1.2). Posteriormente, executa-se uma foto de cada secção à mesma distância e com o mesmo tamanho (Fig. 1.3). Para se obter uma boa reconstrução tridimensional, é necessária uma distância de 50 micrómetros entre as secções.

2.2 – Aplicações informáticas

As técnicas utilizadas para obter as reconstruções tridimensionais estão descritas em SUTTON *et al.* (2001, 2005), e recorrem a um software package SPIERS (www.spiers-software.org), de utilização livre, através de registo, preparação virtual e visualização interativa. A etapa mais importante é o alinhamento das fotos de cada secção, que se obtém

através do programa SPIERSalign. Seguidamente, desenha-se a concha usando “masks” diferentes no SPIERSedit (Fig. 1.4). A reconstrução feita pode ser vista através do programa SPIERSview, que permite fazer girar o modelo obtido ou ver as “masks” selecionadas.

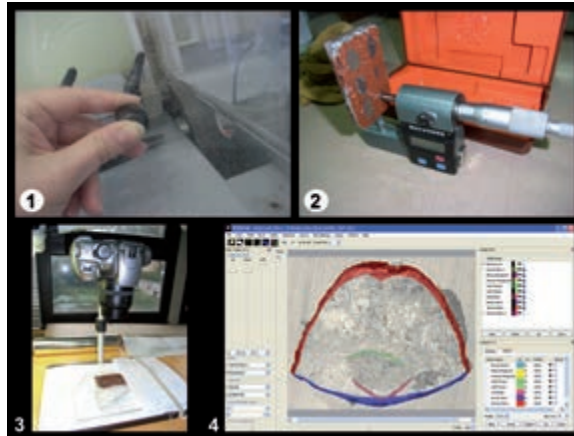


Fig. 1 – 1. Polimento da superfície do braquiópode na placa. 2. Medição da distância polida. 3. Fotografia da superfície do braquiópode na placa. 4. Screenshot do trabalho com SpiersEdit.

3 – Resultados

As reconstruções tridimensionais permitem, pela primeira vez, realizar comparações diretas de conchas articuladas com moldes internos, bem como reconstruir moldes internos tridimensionais das conchas articuladas (Fig. 2.7, 2.8). Através delas, foi possível reconhecer o endoparasitismo entre um spiriferídeo e um strophomenídeo (Fig. 2.2) (SCHEMM-GREGORY & SUTTON, 2010), bem como demonstrar que o strophomenídeo vivia, provavelmente, no interior dum spiriferídeo, uma vez que o braquídeo do spiriferídeo se encontrava completo e na sua posição original. A reconstrução tridimensional provou, igualmente, a existência de um braquídeo em posição posterior (Fig. 2.4). Até agora, conheciam-se apenas braquídeos orientados lateralmente ou em posição posterolateral, paralelos à charneira (SCHEMM-GREGORY, 2010). Aquele tipo de braquídeo só se conhece no género *Leonispirifer* Schemm-Gregory, 2010, mas a utilização deste método irá permitir certamente encontrar mais exemplos análogos.

A possibilidade de observar a morfologia interna de um espécime completo permite realizar classificações taxonómicas mais detalhadas, até ao nível de espécie, e contribui para compreender a homeomorfia dos braquiópodes mesozoicos. Exemplo disso são as espécies do género *Daghanirhynchia* Muir-Wood, 1935, que ocorre na Província Etíope durante o Jurássico Médio, e que são espécies-índices importantes para a bioestratigrafia daquele intervalo estratigráfico (COOPER, 1989). Embora as suas conchas sejam externamente muito parecidas, as imagens 3D permitem reconhecer facilmente as diferenças entre as espécies (Fig. 2.9-2.18). Estas identificações, que representam maior fiabilidade taxonómica, permitem elaborar uma bioestratigrafia detalhada para a Província Etíope,

e abrem perspectivas promissoras de aplicabilidade a outros contextos paleogeográficos correlativos, nomeadamente aqueles que se referem a bacias de idade Jurássica situadas em torno da Placa Ibérica.

226

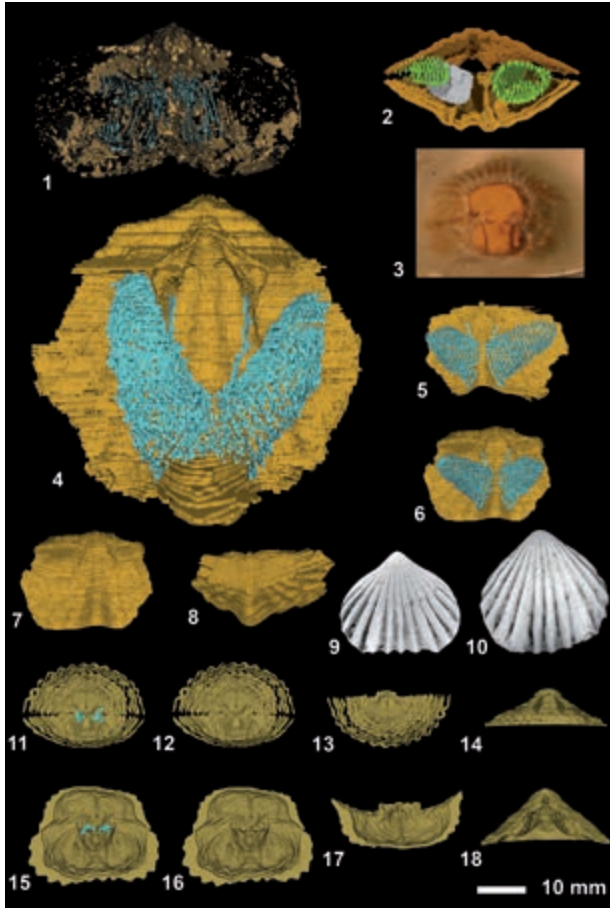


Fig. 2 – 1. [SMF 18256] Reconstrução tridimensional após a digitalização TC de *Paraspirifer bownockeri* Steward, 1927 do Silica Shale (Givetiano, Devónico Médio), Pedreira da Sylvania, Sylvania, OH/EUA. 2. [SMF 66591] Reconstrução tridimensional do endoparasitismo entre *Rostrospirifer tonkinensis* (Mansuy, 1908) e *Dicoelostrophia* sp. da Formação Yujiang (Emsiano Inferior), Liujing, Região Autônoma Guangxi, Sul da China. 3. [Espécime não catalogado] Superfície de *Daghanirhynchia* sp. durante a preparação de secções seriadas. 4. [GZG.INV.15207] Vista da concha ventral interna com o braquídio de *Leonispirifer leonensis* Schemm-Gregory, 2010 da Formação La Vid (Emsiano Superior), Cordilheira Cantábrica, Espanha. [SMF 66590] Reconstrução tridimensional da concha e do molde interno de *Filispirifer hamadae* Schemm-Gregory, 2008 da Formação Assa (Siegeniano Inferior), Vale de Dra, Marrocos. Vista da concha interna ventral (5) e dorsal (6) com o braquídio. Vista ventral (7) e dorsal (8) do molde interno. 9, 11-14. [AMNH FI-72380] Concha articulada e reconstrução tridimensional de *Daghanirhynchia susanae* Feldman *et al.* (2012) da Formação Mughanniyya (Caloviano) do perfil Arda, Jordânia. 10, 15-18. [Espécime não catalogado] *Daghanirhynchia* sp. 1 da Formação Mughanniyya (Caloviano) do perfil Arda, Jordânia.

3.1 – Abreviaturas das instituições

- AMNH: American Museum of Natural History, New York, NY/EUA;
GZG.INV.: Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Museum, Göttingen, Invertebraten-Sammlung, Alemanha;
SMF: Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum, Frankfurt am Main, Alemanha.

227

Agradecimentos – A Bushra Hussaini, Neil Landman (ambos AMNH), Ulrich Jansen (SMF) e Mike Reich (GZG) pela permissão para estudar os braquiópodes das suas coleções. A Juliane Eberhardt, Tina Emmel, Erika Scheller-Wagner e Michael Ricker (todos SMF) por me terem ajudado a preparar as secções seriadas.

Referências Bibliográficas

- COOPER, G. A. (1989) – Jurassic brachiopods of Saudi Arabia. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, 65, p. 1-213.
- FELDMAN, H. R., SCHEMM-GREGORY, M., AHMAD, F. & WILSON, M. A. (2012) – Rhynchonellid Brachiopods from the Jordan Valley. *Acta Palaeontologica Polonica*, 57 (
- MANSUY, H. (1908) – Contribution à La Carte Géologique de L'Indo-Chine. Paléontologie. Imprimerie d'Extrême-Orient, Haiphong, Hanoi, Vietnam. 73 p.
- MUIR-WOOD, H. M. (1935)– The Mesozoic palaeontology of British Somaliland. Part II of the Geology and Palaeontology of British Somaliland. Jurassic Brachiopoda. Government of the Somaliland Protectorate, London, p. 75-147.
- SCHEMM-GREGORY, M. (2008) – A new species of *Filispirifer* (Brachiopoda: Delthyridoidea) from the Dra Valley, Morocco (Lower Devonian). *Zootaxa*, 1739, p. 53-68.
- SCHEMM-GREGORY, M. (2010) – Leonispirifer leonensis gen. et sp. nov., a rare new delthyridoid spirifer from northern Spain (Brachiopoda, Lower Devonian). *Paläontologische Zeitschrift*, 84, p. 345-364. doi: 10.1007/s12542-009-0048-y.
- SCHEMM-GREGORY, M. & SUTTON, M. D. (2010) – First report of brachiopod-brachiopod endoparasitism. *Lethaia*, 43, p. 112-115. doi: 10.1111/j.1502-3931.2009.00177.x
- STEWART, G. A. (1927) – Fauna of the Silica Shale of Lucas County. *Ohio Geological Survey, Bulletin serie 4*, 32, p. 1-176.
- SUTTON, M. D., BRIGGS, D. E. G., SIVETER, DAVID J. & SIVETER, DEREK J. (2001) – Methodologies for the visualization and reconstruction of three-dimensional fossils from the Silurian Herefordshire Lagerstätte. *Paleontologia Electronica*, 4(1), art. 2, 1-17, 1MB. http://palaeo-electronica.org/2001_1/s2/is-suel_01.htm (consultado em 2011.04.12)
- SUTTON, M. D., BRIGGS, D. E. G., SIVETER, DAVID J. & SIVETER, DEREK J. (2005) – Silurian brachiopods with soft-tissue preservation. *Nature*, 436, p. 1013-1015.

(Página deixada propositadamente em branco)

SECÇÃO 5

DO ÁTOMO À ROCHA: RELAÇÕES E INTERAÇÕES

“Rochas são registos de eventos que ocorreram no tempo em que elas se formaram. Possuem um vocabulário próprio, um alfabeto próprio, mas aprende-se a lê-los.”

John McPhee

(Página deixada propositadamente em branco)

GEOLOGIA, GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA DO GRANITO DE INCHOPE (MOÇAMBIQUE)

GEOLOGY, GEOCHRONOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE INCHOPE GRANITE (MOZAMBIQUE)

V. A. Manjate¹ & C. C. G. Tassinari²

Resumo – A região de Gondola-Nhamatanda localiza-se na parte limítrofe entre as províncias de Manica e Sofala, centro de Moçambique. Ela está geologicamente inserida no complexo de Bárue (Grupo de Chimoio). O Complexo de Bárue é composto pelos grupos Supracrustais de Macossa e Chimoio intrudidos por rochas plutônicas de várias composições. As amostras de rochas da área de trabalho foram estudadas em termos de petrografia; geoquímica de elementos maiores e traço; geocronologia e geoquímica isotópica pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total e Rb-Sr em minerais para o Granito de Inchope. Este estudo permitiu determinar os litotipos que intrudiram o Grupo Supracrustal de Chimoio, suas idades de cristalização e de diferenciação dos magmas que formaram seus protólitos e ainda, o enquadramento tectônico. As rochas estudadas são basicamente calci-alcalinhas peraluminosas. Elas cristalizaram no Mesoproterozoico (idades U-Pb e Rb-Sr) a partir de protólitos Paleoproterozoicos ($T_{DM} = 2,4 - 2,3$ Ga). Os dados isotópicos sugerem que estas rochas foram geradas por fusão parcial que provavelmente envolveu mistura (valores negativos de ϵ_{Nd}) da crosta Arcaica/Paleoproterozoica e magma mesoproterozoico a 1100 Ma e sofreu retrabalhamento durante a aglutinação do Gondwana (Orogenia Pan-Africana).

Palavras-chave – Orogênese; Geocronologia; Idade modelo; Idade isocrônica; Cristalização

Abstract – The Gondola-Nhamatanda region is located at the border between the provinces of Manica and Sofala, central part of Mozambique. It is geologically inserted in the Bárue Complex (Chimoio Group). The Bárue complex is composed of the Macossa and Chimoio supracrustal groups intruded by plutonic rocks of various compositions. The rocks samples of the work area were studied in terms of petrography; geochemistry of major and trace elements; geochronology

¹ Direção Nacional de Geologia, Praça 25 de Junho, 217 – Maputo, Moçambique; vmanjate@yahoo.com.br

² Instituto de Geociências/ USP, Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, São Paulo, Brasil; ccgtassi@usp.br

and isotope geochemistry by the follow methods: U-Pb in zircon, Rb-Sr and Sm-Nd in whole rock, and Rb-Sr in minerals for the Inchope granite. This study allowed determining the lithotypes that intruded the Chimoio Supracrustal Group, the crystallization and differentiation ages of the magmas that formed the protoliths, and the tectonic framework. The studied rocks basically are calc-alkaline and peraluminous. They have been crystallized in the Mesoproterozoic (U-Pb and Rb-Sr ages) from Paleoproterozoic protoliths ($T_{DM} = 2.4 - 2.4\text{Ga}$). The isotopic data suggest that they have been generated by partial melting that probably involved the mixture (ϵ_{Nd} negative values) of Archean/Paleoproterozoic crust and Mesoproterozoic magma at 1100 Ma, and suffered reworking during the Gondwana amalgamation (Pan-African Orogeny).

Keywords – Orogenesis; Geochronology; Model age; Isochron age; Crystallization

1 – Introdução

O Granito de Inchope faz parte do grupo de rochas plutônicas que intrudiram o Grupo Supracrustal de Chimoio no Mesoproterozoico (GTK CONSORTIUM, 2006). Este granito aflora no Posto Administrativo de Inchope (Fig. 1), Distrito de Gondola, em Moçambique, e contém veios pegmatíticos com mineralizações de cassiterite e columbite (LKAB, 1980; LACHELT, 2004). Na parte Este é intrudido pelo carbonatito do Monte Xiluvo (LACHELT, 2004; MELLUSO *et al.*, 2004; GTK CONSORTIUM, 2006) e está em contacto tectónico com rochas do Karroo vulcânico, que MANNINEN *et al.* (2008) atribuíram a flexura Nuanetsi-Sabi (NE-SSW), originada por magmatismo relacionado com plumas datadas de 183 Ma e subsequente fraturamento do Gondwana durante o Jurássico Inferior-Médio, que consiste principalmente de fluxos de lava toleítica a picrítica, rochas piroclásticas félsicas, bem como veios e diques relacionados com o fraturamento do Gondwana e a abertura do Oceano Índico.

O Granito de Inchope é abordado em trabalhos de mapeamento geológico a escala 1:250.000 (GTK CONSORTIUM, 2006) e de prospecção e pesquisa geoquímica (LKAB, 1980; KORKIAKOSKI, 2007). Com os dados da pesquisa foi possível determinar as idades de cristalização, retrabalhamento e modelo do magma que formou o protólito do Granito de Inchope, bem como os seus parâmetros petrogenéticos e enquadramento tectónico.



Fig. 1 – Mapa de localização da área de estudo, parte central de Moçambique. As linhas vermelhas são estradas e as escuras limites geográficos de Postos Administrativos (adaptado de http://www.cenacarta.com/modules.php?name=Downloads&d_op=getit&lid=6)

2 – Enquadramento geológico

A área de estudo localiza-se no Complexo de Bárue (Grupo de Chimoio). PINNA *et al.* (1987), no mapa geológico a escala 1:1.000.000, apresentam este complexo dividido em cinco unidades litoestratigráficas, nomeadamente os grupos de Nhamatanda, Madzuire, Changara, Canxixe e Matambo. Estes grupos não podem ser identificados como entidades separadas nas imagens radiométricas e aeromagnéticas. De acordo com LACHELT (2004), relativamente ao Cráton de Kalahari, o Complexo de Bárue é limitado pelos grupos de Gairezi e Umkondo, pertencentes ao Ciclo Orogénico Irumide. PINNA *et al.* (1987) atribuem idades de 1100 a 800 Ma às principais rochas do Complexo de Bárue.

O GTK CONSORTIUM (2006) apresenta um mapa geológico no qual não mantém os grupos propostos anteriormente. O Complexo de Bárue (Fig. 2) é dividido nos grupos supracrustais de Macossa e Chimoio, ambos intrudidos por rochas plutônicas mesoproterozoicas de várias composições retrabalhadas no Neoproterozoico. Nesta divisão, o Complexo de Bárue é limitado a Este por uma série de falhas do Rifte Este Africano e formações mesozoicas em parte cobertas por sedimentos do quaternário, a Oeste por um cizalhamento esquerdo ao longo da margem cratónica Arcaica, a Norte por um cavalgamento orientado para Norte e a Sul, as rochas do complexo se mostram cobertas por camadas do Fanerozoico.

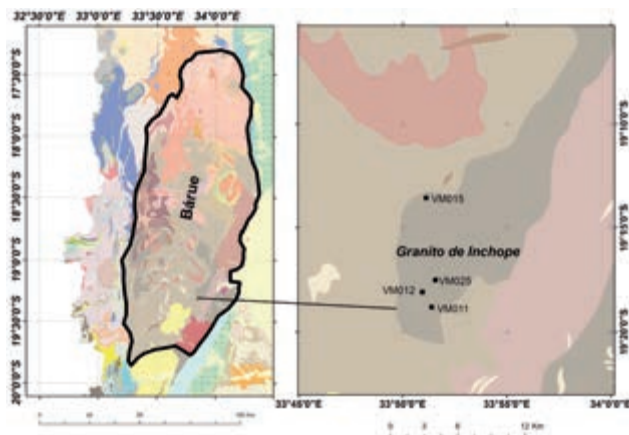


Fig. 2 – Mapa de localização do Complexo de Bárue (adaptado de GTK CONSORTIUM, 2006).

3 – Materiais e métodos

Para este estudo foram coletadas um total de quatro (4) amostras de Granito de Inchope. Na amostragem foi obedecido o critério de selecionar material sem alteração, com tamanho 6 a 10 vezes maior que o do maior cristal e com peso aproximado de 3kg. Destas amostras, quatro (4) foram submetidas a estudos petrográficos usando lâminas delgadas; duas (2) à geoquímica de elementos maiores, traço e terras raras; duas (2) a estudos geocronológicos e quatro (4) à geoquímica isotópica no Laboratório do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (Brasil).

Duas (2) amostras de granito foram pulverizadas no moinho de ágata e analisadas por fluorescência de raios-X, usando pastilha fundida para elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_3) e ICP-MS, e pastilha prensada para elementos traço e terras raras.

Foram analisadas duas (2) amostras deste granito pelo método U-Pb usando *LA-ICP-MS* em grãos de zircão, tendo como referência as imagens de catodoluminescência. Estas amostras foram, em primeiro lugar, pulverizadas usando moinho de disco. A porção rica em minerais pesados foi tratada com bromofórmio e o concentrado de minerais pesados foi processado no separador electromagnético *FRANTZ* a 0,5A. A fração não magnética foi tratada com Iodeto de Metil e a fração que contém minerais pesados foi, mais uma vez, processada no separador electromagnético *FRANTZ* a 1,0 e 1,5A, respectivamente. A purificação final da fração de zircões foi feita com selecção a pinça no microscópio binocular.

As concentrações de Rb e Sr das quatro (4) amostras de granito foram obtidas por fluorescência de raios-X. A separação de Sr foi feita pela técnica convencional de troca catiônica em colunas de resina AG50WX8, após dissolução com $\text{HF-HNO}_3\text{-HClO}_4$. O erro para a razão isotópica $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ foi calculado a partir da propagação de erros analíticos das variáveis usadas na equação. As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram determinadas por espectrometria de massa de fonte sólida, num sistema de ultra-alto vácuo de 10^{-8}mBar , e voltagem de aceleração de 10KV, usando filamentos de Ta e tensão de 8000V. Os erros (2σ) variaram de 0,000066 – 0,000119 para Sr e foram normalizadas para o valor $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ segundo as recomendações de DE PAOLO (1981). O Valor médio para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do padrão NBS-987 de Janeiro a Junho/2011 = $0,710265 \pm 0,000031$. As concentrações de Sm e Nd foram obtidas pela técnica convencional de troca catiônica em colunas de resina AG50WX8, após dissolução com $\text{HF-HNO}_3\text{-HClO}_4$.

As razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (medidas como Nd^+) das quatro (4) amostras de granito foram determinadas por espectrometria de massa de fonte sólida, num sistema ultra-alto vácuo de 10^{-8}mBar e voltagem de aceleração de 10kV, usando filamento de Ta-Re e tensão de 10000V, normalizadas para o valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, segundo as recomendações de DE PAOLO (1981).

4 – Resultados

4.1 – Petrografia

O Granito de Inchope é uma rocha de coloração acastanhada, porfírica e de granulação variável entre fina a média. A rocha apresenta textura granular xenomórfica a hipidiomórfica. Os minerais principais observados são o quartzo (~30%), plagioclase (~10%), microclina (~40%), Biotite e muscovite, e como acessórios os minerais opacos, titanite, anfíbola (hornblenda), zircão, apatite, monazite e silimanite. Pode-se observar ainda a mirmequita. O quartzo ocorre em grãos incolores, anédricos, com limites que frequentemente se adaptam às formas dos outros minerais e apresenta extinção ondulada bem como desenvolvimento de subgrãos. A plagioclase existe sob forma de cristais subédricos à anédricos com lamelas de deformação e extinção ondulada, mostrando-se por vezes alterado localmente para sericita. A microclina apresenta pertitas (Fig. 3).

A Biotite se apresenta sob grãos de forma subédrica, com pleocroísmo típico entre castanho claro a castanho escuro, mostrando por vezes geminações. Os minerais opacos se apresentam preenchendo espaços na muscovite. O zircão ocorre preenchendo espaços entre a Biotite e a muscovite.

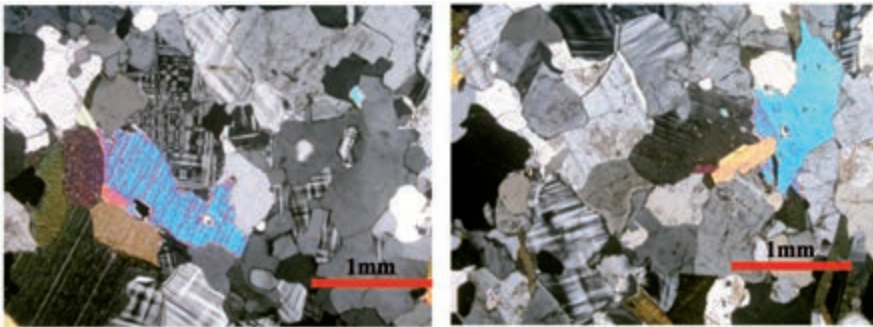


Fig. 3 – Fotomicrografia da amostra VM015 (S19° 13'35,5"/E33° 51'12,5") mostrando microclina, biotite, muscovite e plagioclase. Polarizadores cruzados.

4.2 – Litogeoquímica

As rochas de Inchope têm um carácter ácido e classificam-se em granitos e plotam na série cálcio-alcálica no diagrama AFM de IRVINE & BARAGAR (1971). Os granitóides de Inchope apresentam um carácter peraluminoso no diagrama de SHAND (1943), conforme a Fig. 4 e os dados da tabela 1.

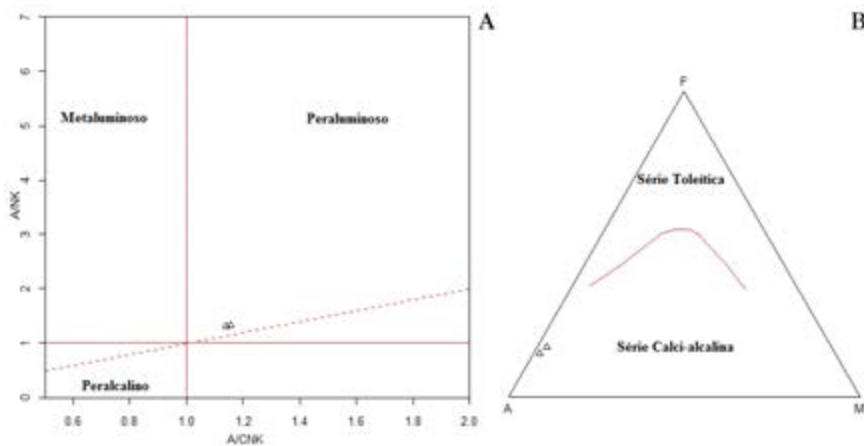


Fig. 4 – A: Diagramas de SHAND (1943) e B: AFM de IRVINE & BARAGAR (1971) para o granito de Inchope.

Tabela 1 – Resultados das análises químicas de elementos maiores.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
VM015	72,41	0,248	14,38	1,58	0,024	0,2	0,87	3,04	5,57	0,199	0,66	99,18
VM025	72,92	0,253	14,14	1,83	0,04	0,29	0,9	3,01	5,23	0,25	0,6	99,46

236

Para entender o padrão de abundância de elementos traço em granitóides usou-se o diagrama *spider* de SUN *et al.* (1980), no qual as abundâncias dos elementos incompatíveis são normalizadas para os condritos. Neste diagrama, os picos máximo e mínimo, as curvaturas e os declives dos padrões podem fornecer informações petrogenéticas relativos ao equilíbrio cristal-líquido (WILSON, 1989). Todas as rochas mostram anomalias negativas de Nb e Ti (Fig. 5), sugerindo ambiente cálcio-alcálico de arco de ilha ou envolvimento de material crustal nos processos magmáticos. Mostram, ainda, anomalia negativa de Sr, que provavelmente resulta da cristalização fraccional da plagioclase.

Os espectros de elementos de terras raras mostram, no geral, um forte enriquecimento em ETRL em comparação aos ETRP (Fig. 5 e tabela 2). Isto pode indicar a presença de granada, zircão ou hornblenda na fonte. Observa-se uma expressiva anomalia negativa de Eu, que pode significar remoção de feldspato da fusão félsica por fracionamento do cristal.

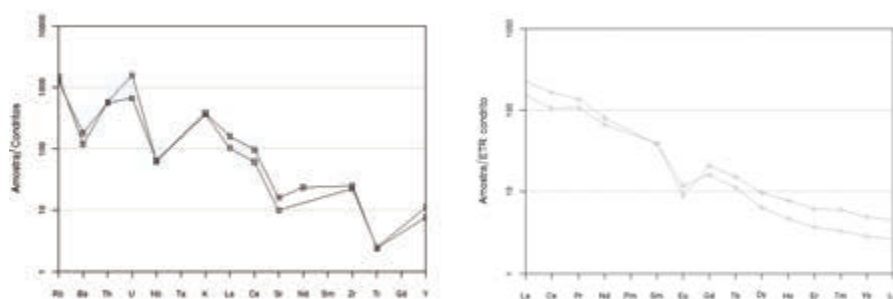


Fig. 5 – Diagrama *spider* (à esquerda) normalizado em relação ao Condrito (SUN *et al.*, 1980). Diagrama de elementos de terras raras (à direita) normalizados segundo o Condrito de NAKAMURA (1974).

Tabela 2 – Valores medidos de elementos terras raras.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
VMO15	74,7	143	15,5	51,3	7,86	0,9	4,5	0,53	2,19	0,33	0,83	0,1	0,62	0,09
VMO25	50,8	91,2	12,2	42,4	7,98	0,69	5,79	0,73	3,31	0,54	1,37	0,18	1,08	0,15

Além do padrão comum de fracionamento, os espectros dos ETR das amostras da área de estudo mostram moderado grau de empobrecimento em Eu, indicado pelos valores calculados de Eu/Eu* (Tabela 3) que variam de 0,31 – 0,47 para o Granito de Inchope.

Para a discriminação de ambientes tectônicos na área de estudo usou-se o diagrama de PEARCE *et al.* (1984). Segundo este diagrama, as amostras plotam no campo dos granitóides de arco vulcânico e sin-orogênicos.

Tabela 3 – Elementos terras raras normalizados para o Condrito segundo NAKAMURA (1974).

Amostra	Rocha	Eu/Eu*	La _N /Yb _N	La _N /Sm _N	Ce _N /Yb _N	Ce _N /Sm _N	Eu _N /Yb _N
VMO15	granito	0,47	80,52	5,85	58,85	4,27	4,16
VMO25	granito	0,31	31,49	3,92	21,55	2,68	1,83

4.3 – Geocronologia e Geoquímica Isotópica

Os resultados obtidos foram plotados em diagramas de *Wetherill* que se baseiam numa curva concórdia. Nestes, usaram-se erros nos elipsóides de 1σ a um intervalo de confiança de 95%. Para o granito de Inchope, amostra VM011, foi obtida uma idade de 1065 ± 13 Ma interpretada como de cristalização. Esta idade corresponde a média das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apresentada na Fig. 6A. Na amostra VM015 foram analisados vinte e sete (26) *spots* em vinte (20) grãos de zircão usando como linha de orientação as imagens de catodoluminescência. Esta amostra forneceu idade de 1053 ± 19 Ma interpretada como evento de cristalização (Fig. 6B). Alguns pontos analíticos definiram ainda duas idades de 956 ± 38 Ma e $484,2 \pm 8,7/-6,6$ Ma, que podem ser interpretadas como eventos de retrabalhamento, no início e no final do Neoproterozoico.

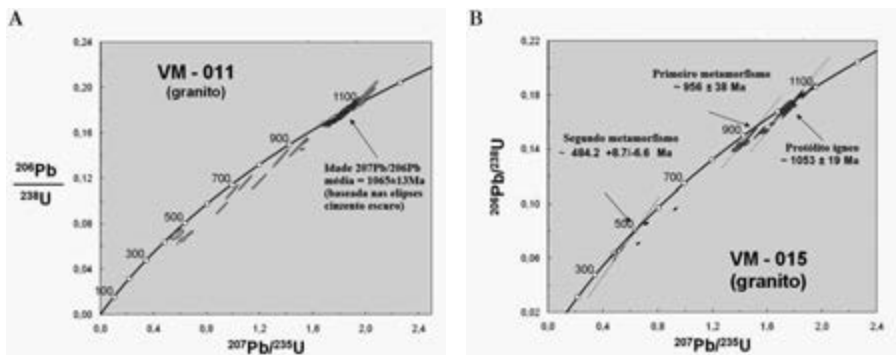


Fig. 6 – Diagramas concórdia U-Pb do Granito de Inchope.

Os resultados das análises isotópicas Rb-Sr em rocha total e minerais são apresentados na tabela 4. O Granito de Inchope apresenta teores de Rb entre 438,6 e 561,2 ppm e de Sr entre 102,4 e 173,3 ppm. As razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ variam entre 7,413 – 16,284 e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,828486 – 0,953692. Com estes dados foi possível calcular as idades isocrônicas em rocha total de 1026 ± 82 Ma e a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,720 \pm 0,014$, bem como idade isocrônica em rocha total e minerais de 453 ± 12 Ma (Fig. 7).

Tabela 4 – Dados isotópicos Rb-Sr para amostras da área de estudo.

SPR	Amostra	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro (1σ)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro (2σ)
6725	VM025	Granito	561,2	102,2	16,284	0,061	0,953692	0,000066
6726	VM012	Granito	519,6	106,4	14,453	0,082	0,936048	0,000119
6727	VM015	Granito	438,6	173,3	7,413	0,063	0,828486	0,000064
6728	VM011	Granito	481,9	101,4	14,047	0,039	0,925961	0,000074
16223	VM011	Musc./Granito	1384,4	22,96	198,51	2,63	2,11563	0,001135
16222	VM011	Biot./Granito	2404,2	9,5	1356,310	17,197	9,484011	0,004233

238

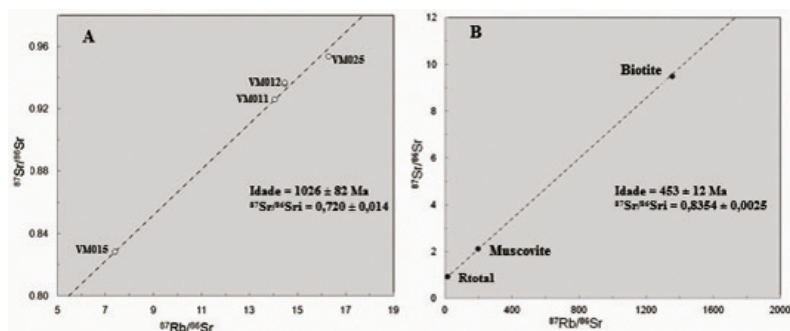


Fig. 7 – A: Diagramas isocrônicos Rb-Sr em rocha total do Granito de Inchope e B: em rocha total e minerais da amostra VM011.

O Granito de Inchope (tabela 5) apresenta teores de Sm entre 6,470 e 7,260 ppm e de Nd entre 34,075 e 41,908 ppm. As razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variam entre 0,0977 e 0,1148 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,511279 e 0,511474. Tomando como base a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,512638 (*CHUR*) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7045 (*UR*) (*bulk earth*), foi possível verificar, através dos diagramas combinados Sr-Nd, que o Granito de Inchope tem fonte associada com alta razão Rb/Sr e baixa razão Sm/Nd comparativamente ao reservatório condrítico (*CHUR*). Tal fonte é chamada enriquecida.

Tabela 5 – Dados isotópicos Sm-Nd para amostras da área de estudo.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	erro ¹	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro (2σ)	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	T(Ma)	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
VM025	6,470	34,075	0,1148	0,0007	0,511474	0,000009	-0,42	2,43	-22,70	1026,0	-11,99
VM012	7,260	39,436	0,1113	0,0007	0,511457	0,000008	-0,43	2,37	-23,05	1026,0	-11,87
VM015	6,770	41,908	0,0977	0,0006	0,511279	0,000005	-0,50	2,33	-26,51	1026,0	-13,56
VM011	6,821	36,683	0,1124	0,0007	0,511429	0,000011	-0,43	2,44	-23,58	1026,0	-12,55

Os valores de ϵ_{Nd} no tempo de cristalização (definido pelas idades Rb-Sr em rocha total) do Granito de Inchope variam de -11,87 a -13,56. Estes valores plotados contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indicam material da crosta superior como predominante no magma que gerou o Granito de Inchope. As idades modelo de manto empobrecido (T_{DM}) mostram valores que variam de 2,33 a 2,44 para granitos de Inchope (tabela 5). Estes dados implicam que o Granito de Inchope originou-seda fusão parcial de rochas do Paleoproterozoico.

O Granito de Inchope apresenta um carácter ácido, peraluminoso e cálcio-alcálico. Este granito possui origem híbrida, envolvendo material derivado do manto e magma produzido por processos de fusão parcial de rochas crustais. Ele mostra anomalias negativas de Nb e Ti nos diagramas de variação, sugerindo ambiente cálcio-alcálico de arco de ilha. Em adição, apresenta anomalia negativa de Sr, que provavelmente resulta da cristalização fracionada da plagioclase.

Os espectros de elementos de terras raras mostram, no geral, duas características. A primeira é um forte enriquecimento em ETRL relativamente aos ETRP. Isto pode indicar a presença de granada, zircão ou hornblenda na fonte. Em adição, observa-se proeminente anomalia negativa de Eu. Isto pode significar fusão parcial de uma rocha na qual o feldspato é retido na fonte.

Segundo o diagrama de PEARCE *et al.* (1984), para a discriminação de ambientes tectónicos, o Granito de Inchope plota no campo dos granitóides de arco vulcânico e sin-orogênicos.

O Granito de Inchope apresenta idades de cristalização próximas a 1060 Ma (1065 ± 13 Ma e 1053 ± 13 Ma), obtidas pelo método U-Pb usando LA-ICP-MS em zircões nas amostras VM011 e VM015, respectivamente. Estas idades estão em concordância com a obtida na mesma unidade litológica por U-Pb usando SHRIMP em zircões [1079 ± 7 Ma em metagranodiorito e 1119 ± 21 Ma no granito; GTK CONSORTIUM (2006) e MANTTARI (2008)] e por Rb-Sr em rocha total de 1026 ± 82 Ma (presente estudo). Este granito sofreu a ação de eventos tectono-magmáticos relacionados com o Neoproterozoico, conforme as idades U-Pb em zircão mais jovens, de 958 ± 38 Ma e $484,2 \pm 8,7/-6,6$ Ma na amostra VM011 e Rb-Sr em rocha total e micas de 453 ± 12 Ma. Estas idades são concordantes com as obtidas em monazite por TIMS (530-520 Ma; GTK CONSORTIUM, 2006). MANHIÇA *et al.* (2001) e GRANTHAM *et al.* (2011) reportam idades de cristalização similares às obtidas no presente estudo (1139 Ma para o Granodiorito de Chimoio) confirmando uma granitogênese Grenviliana ou Kibariana na região. Estes granitóides se correlacionam com os do Cinturão Orogrênico Kibariano com idades de cristalização de 986 ± 10 Ma e mineralizações Sn-W-Ta (DEWAELE *et al.*, 2011).

Os valores de ϵ_{Nd} calculados para época de cristalização variam de -11 a -13 e são consideravelmente inferiores à média do manto empobrecido (+ 4; DE PAOLO 1981), indicando a participação de rochas crustais nos respectivos magmas parentais, e podem significar uma associação com arcos em margens continentais. Os valores de ϵ_{Nd} versus razão inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ indicam material da crosta superior como composição predominante do magma que gerou o Granito de Inchope ($\epsilon_{Nd} = -11,87$ a $-13,56$ e $^{87}Sr/^{86}Sri = 0,720$). Os dados isotópicos sugerem que o Granito de Inchope foi gerado por fusão parcial envolvendo mistura (valores negativos de ϵ_{Nd}) do material da crosta Arcaica/Paleoproterozoica e magma Mesoproterozoico a 1100 Ma.

Agradecimentos – Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq que financiou a realização das análises.

Referências Bibliográficas

240

- DE PAOLO, D. J., LINN, A. M. & SCHUBBERT, G. (1991) – The continental age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 96, p. 2071-2088.
- DEWAELE, S., HENJES-KUNST, F., MELCHER, F., SITNIKOVA, M., BURGESS, R., GERDES, A., FERNANDES, M. A., CLERCQ, F. D., MUCHEZ, P., & LEHMAN, N. (2011) – Late Neoproterozoic overprinting of the cassiterite and columbite-tantalite bearing pegmatites of the Gatumba area, Rwanda (Central Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 61, p. 10-26.
- GRANTHAM, G. H., MANHIÇA, A. D., ARMSTRONG, R. A., KRUGER, F. J. & LOUBSER, M. (2011) – New SHRIMP, Rb/Sr and Sm/Nd isotope and whole rock chemical data from central Mozambique and western Dronning Maud Land, Antarctica: Implications for the nature of the eastern margin of the Kalahari Craton and the amalgamation of Gondwana. *Journal of African Earth Sciences*, 59, p. 74–100.
- GTK CONSORTIUM (2006) – Geology of Degree Sheets Mecumbura, Chioco, Tete, Tambara, Guro, Chemba, Manica, Catandica, Gorongosa, Rotanda, Chimoio and Beira. Geological Mapping. Ministério dos Recursos Minerais, Direção Nacional de Geologia. p. 411. http://www.cenacarta.com/modules.php?name=Downloads&d_op=getit&lid=6. Acessado em 6 de Fevereiro de 2012.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. (1971) – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, p. 523-548.
- KORKIAKOSKI, E. (2007) – Component 2: Geological Infrastructure Development Programme; Geochemical and Industrial Mineral Surveys (GIM). FINAL REPORT, Ministério dos Recursos Minerais, Direção Nacional de Geologia, Maputo.
- LACHELT, S. (2004) – *Geology and Mineral Resources of Mozambique* (Vol. II). Maputo: Council For Geoscience, p. 205.
- LKAB (1980) – Trabalho de Prospeção preliminar na área de Inchope-Doeroi, Moçambique. Ministério dos Recursos Minerais, Direção Nacional de Geologia. Maputo: LKAB INTERNATIONAL AB.
- MANHIÇA, A. D., GRANTHAM, G., ARMSTRONG, R. A., GUISE, P. G. & KRUGER, F. J. (2001) – Polyphase deformation and metamorphism at the Kalahari Craton – Mozambique Belt boundary. Miller, J. A., Holdsworth, R. E., Buick, I. S. & Hand, M. (eds.) *Geological Society. Special publication*, 184, p. 303-322.
- MANNINEN, T., EEROLA, T., MAKITIE, H., VUORI, S., LUTTINEN, A., SÉNVANO, A., & MANHIÇA, V. (2008) – The karoo volcanic rocks and related intrusions in southern and central Mozambique. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 48, p. 211-250.
- MANTTARI, I. (2008). Mesoarchaeon to lower jurassic U-Pb and Sm-Nd ages from NW Mozambique. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 48, p. 81–119.
- MELLUSO, L., CENSI, P., PERINI, G., VASCONCELOS, L., MORRA, V., GUERREIRO, F., & BENNIO, L. (2004) – Chemical and isotopic (C, O, Sr, Nd) characteristics of the Xiluvo carbonatite (central-western Mozambique). (L. Gwalani, Ed.) *Mineralogy and Petrology*, 80, p. 201–213.
- NAKAMURA, N. (1974) – Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim Cosmochim Acta*, 38, p. 757-775.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. W. & TINDLE, A. G. (1984) – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrology*, 25, p. 956-983.
- PINNA, P., MARTEAU, P., BECQ-GIRAUDON, J-F. & MANIGAULT, B. (1987) – Carta Geológica de Moçambique, na escala 1:1 000 000. Instituto Nacional de Geologia de Moçambique, Maputo.
- SHAND, S. J. (1943) – Eruptive Rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorites, p. 444.
- SUN, S. S., BAILEY, D. K., TARNEY, J. & DUNHAM, K. (1980) – Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philos Trans R Soc London*, A297, p. 409-445.
- WILSON, M. (1989) – Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach. London. Chapman & Hall, p. 466.

GRANITOS CÁLCIO-ALCALINOS DA REGIÃO DE GOUVEIA
(SE BRASIL): EVIDÊNCIAS PARA ACREÇÃO CRUSTAL
PRECAMBRIANA NO ESPINHAÇO MERIDIONAL

CALC-ALKALINE GRANITES FROM GOUVEIA REGION
(SE BRAZIL): EVIDENCES FOR PRECAMBRIAN CRUSTAL
ACCRETION IN SOUTHERN ESPINHAÇO

T. M. Dussin¹, A. O. Chaves¹, M. L. S. C. Chaves¹

Resumo – Uma série de plútons graníticos acomoda-se nos terrenos gnáissico-migmatíticos da Região de Gouveia, a principal zona de afloramento do embasamento na porção externa da Faixa Araçuaí, um cinturão de dobramentos Neoproterozóico que representa uma das principais unidades geotectônicas do sudeste do Brasil. Os granitos são constituídos por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, moscovita, biotita e têm hiperstênio normativo. São cálcio-alcálicos, fracamente peraluminosos, mostram baixas concentrações de MgO e CaO, baixas razões FeO/(FeO+MgO) e Fe³⁺/Fe²⁺, e alta razão K₂O/Na₂O. São enriquecidos em Rb, Ba, Th e Ta relativamente a Sr, P, Zr, Ti e elementos terras raras e apresentam anomalia negativa de Nb observada em todas as amostras. São enriquecidos em terras raras leves relativamente aos elementos terras raras pesados e mostram marcantes anomalias negativas de Eu. As feições geoquímicas, petrográficas e as relações de campo indicam que os granitos de Gouveia são similares aos granitos orogênicos gerados em contexto de subducção de placas. Os dados indicam provável relação da gênese de magmas com os estágios tardios da evolução de um orógeno Paleoproterozóico/Transamazônico.

Palavras-chave – Granito; Orogênese Transamazônica; Serra do Espinhaço Meridional; Brasil

Abstract – Granitic plutons intruded gneissic-migmatitic terrains of the Gouveia Region, which is the mainly outcrop zone of the basement in the outer portion of the Neoproterozoic Araçuaí Belt, that occurs in the Southeastern Brazil. The granites are composed of potassium

¹ Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, Brasil; tdussin@gmail.com; alochaves@yahoo.com.br; mlschaves@gmail.com

feldspar, plagioclase, quartz, muscovite and biotite, with normative hypersthene. They are calc-alkaline, weakly peraluminous showing low concentrations of MgO, CaO, FeO/(FeO+MgO), Fe³⁺/Fe²⁺ and high K₂O/Na₂O. The rocks are enriched in Rb, Ba, Th and Ta in relation to Sr, P, Zr, Ti and Rare Earth elements, and show negative Nb anomalies in all samples. The granites are also enriched in Light Rare Earth elements in relation to the Heavy Earth elements and show marked negative Eu anomalies. The geochemical and petrographic features and field relations indicate that the studied rocks are similar to orogenic granites generated in plate subduction tectonic context. The data indicate probable relationship of magmagenesis with the later stages of the evolution of a Paleoproterozoic/Transamazonian Orogen.

Keywords – Granite; Transamazonian Orogeny; Southern Espinhaço Hill; Brazil

1 – Introdução

A Região de Gouveia, situada na porção central da Cordilheira do Espinhaço Meridional no estado de Minas Gerais (sudeste do Brasil), tem sido objeto de inúmeros estudos geológicos desde o século XVII. Estes trabalhos investigaram principalmente as sequências metassedimentares Proterozoicas aflorantes na região, em especial o Supergrupo Espinhaço, mas muito pouco se sabe sobre a geologia dos terrenos gnáissico-migmatíticos de idades Arqueanas/Paleoproterozoicas que constituem o embasamento regional. Neste trabalho são apresentados resultados preliminares sobre um estudo petrográfico e geoquímico de metagranitóides intrusivos no complexo basal que afloram na Região de Gouveia (Brasil). Nosso principal objetivo foi a caracterização dessas rochas a fim de subsidiar o entendimento da granitogênese e do contexto tectônico em que ela ocorreu.

2 – Contexto geológico regional

A Região de Gouveia está situada no núcleo de um grande anticlinório que constitui uma das principais áreas de exposição do embasamento da porção externa da Faixa Araçuaí, um cinturão de dobramentos que representa uma das principais unidades geotectônicas do Proterozoico no sudeste do Brasil. A Faixa Araçuaí foi estruturada durante a Orogênese Brasileira no Neoproterozoico/Cambriano, em resposta à colisão entre os crátons São Francisco e Oeste Congo (África) (PORADA, 1989; PEDROSA-SOARES *et al.*, 1992, 2001; ALKMIM *et al.*, 2006).

A geologia do embasamento é mais bem conhecida nas porções leste e a sul do orógeno. Nestas regiões, os dados indicam que os terrenos gnáissico-migmatíticos foram formados a partir da aglutinação de blocos crustais arqueanos no Paleoproterozoico, aproximadamente, entre 2,2 e 2,0 Ga, durante a Orogênese Transamazônica (*e.g.*, TEIXEIRA *et al.*, 1990; NOCE *et al.*, 2007). No Anticlinório de Gouveia, o embasamento é constituído por orto e paragneisses diversamente migmatizados e milonitizados (Fig. 1). O complexo foi invadido por uma série de plútons que variam de metagranitos a metadioritos. Estudos anteriores específicos sobre a gênese e o significado tectônico destas rochas são restritos (HOFFMANN, 1983; CRUZ *et al.*, 2005). Eles indicam condições de solidificação dos granitóides de 660-680°C e aproximadamente 3,5-4,0 kbar.

Duas seqüências supracrustais se sobrepõem ao embasamento na Região de Gouveia: o Supergrupo Paraúna, uma seqüência vulcanosedimentar de idade Arqueana/Paleoproterozóica indeterminada composta por metavulcânicas ultramáficas, máficas e félsicas e por metassedimentos clásticos e químicos; e o Supergrupo Espinhaço, uma seqüência do tipo *rift*, depositada no Estateriano, constituída principalmente por quartzitos com intercalações de filitos, metaconglomerados e rochas metavulcânicas em sua porção basal (e.g., SCHÖLL & FOGAÇA, 1979; MACHADO *et al.*, 1989, DOSSIN *et al.*, 1992).

Na Região do Espinhaço Meridional, os dados existentes são insuficientes para permitir agrupar e associar estruturas e paragêneses metamórficas do embasamento a eventos tectônicos específicos. A Orogênese Brasileira produziu nesta região encurtamento crustal, com transporte de massas para oeste associado a *thrusts* de escala regional e direção geral norte-sul, afetando seqüências supracrustais e porções do embasamento. As condições metamórficas gradaram de metamorfismo incipiente próximo ao Cráton São Francisco até a fácies granulito na porção oriental da faixa. Em Gouveia, o metamorfismo foi da fácies xisto verde e a deformação associada do tipo rúptil-dúctil com formação de falhas reversas de alto ângulo, e séries de milonitos (DUSSIN *et al.*, 1992; CRUZ *et al.*, 2005). Os registros da Orogênese Brasileira estão sobrepostos aos registros transamazônicos nas rochas do embasamento e a separação entre eles não é clara, sendo controversas as informações fornecidas pelos indicadores de vergência tectônica e polaridade metamórfica dos eventos mais antigos.

Os dados geocronológicos disponíveis para rochas pré-Espinhaço são também escassos e mostram resultados controversos. Idades U/Pb sobre zircões indicam idades Arqueanas (intercepto superior de discórdia a *ca.* 2971 Ma) e Paleoproterozóicas (intercepto superior de discórdia a *ca.* 2050 Ma) para rochas atribuídas ao Supergrupo Paraúna (MACHADO *et al.* 1989). As duas determinações mostram impressão de evento metamórfico a 1850 Ma (intercepto inferior das discórdias) demonstrando atuação do evento Transamazônico sobre aquelas rochas.

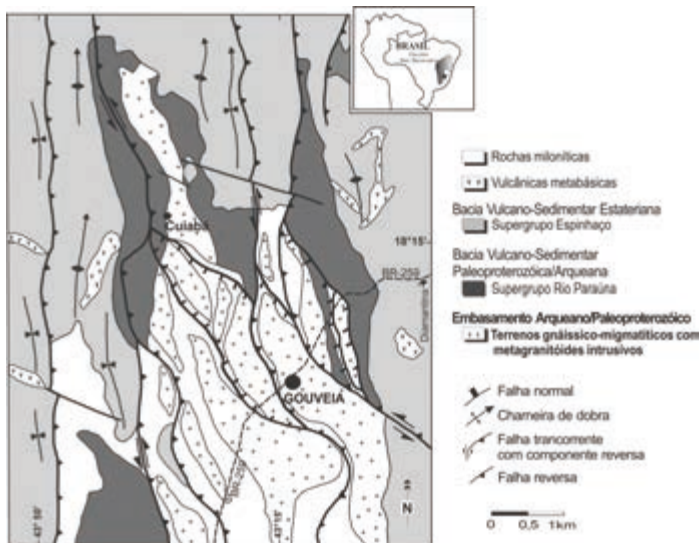


Fig. 1 – Mapa geológico simplificado da Região de Gouveia (modificado de CRUZ *et al.*, 2005).

3 – Metagranitos de Gouveia

244

Metagranitóides de composições diversas intrudem o embasamento gnáissico no Anticlinório de Gouveia na forma de plútons. Afloram de modo esparsos, estando muitas vezes cobertos por espessos solos de alteração. As limitadas exposições têm impedido a individualização de corpos e a determinação das relações de contato entre eles e com as encaixantes gnáissicas. Entretanto, localmente é possível verificar a ocorrência de xenólitos de quartzo-xistos, gnaisses e secundariamente de rochas de composição diorítica. Como suas encaixantes, muitas vezes essas intrusivas são deformadas por falhas reversas de idade Brasileira, que geraram rochas da série milonítica que constituem faixas de direção geral submeridiana. Em zonas de baixo *strain* Brasileiro, entretanto, as texturas ígneas e minerais magmáticos estão bem preservados, e a deformação está normalmente restrita a orientação das micas que é paralela à foliação regional.

Os principais tipos de granitóides aflorantes, classificados com base em suas composições modais, são granitos, monzogranitos, granodioritos, tonalitos e dioritos. Embora essas rochas tenham a mesma deformação e metamorfismo, a análise petrográfica e geoquímica indica a existência de episódios magmáticos distintos, possivelmente relacionados a diferentes contextos tectônicos. Desta forma, neste trabalho apresentamos os resultados do estudo específico da litofácies granítica, a mais diferenciada e de ocorrência predominante na área de estudo.

3.1 – Petrografia

Metagranitos típicos da Região de Gouveia têm granulação média-grossa e textura hipidiomórfica, inequigranular. Localmente são porfiróides, com megacristais de feldspato potássico com orientação de fluxo. São constituídos por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, moscovita, biotita e têm hiperstênio normativo. O feldspato é em geral microclínio pertítico. Ortoclásio é raro e só presente na matriz dos tipos porfiróides. O plagioclásio é albita-oligoclásio, frequentemente com alteração para sericita ± epidoto. Moscovita e biotita ocorrem como cristais idiomórficos e mostram alteração para sericita e clorita, respectivamente. O quartzo é intersticial aos feldspatos e ocorrem como grãos poligonizados. Magnetita/ilmenita são os acessórios mais comuns. Zircão, titanita e turmalina são ocasionais.

3.2 – Geoquímica

Nove amostras de metagranitos foram analisadas no SGS GEOSOL Laboratórios (Minas Gerais). Os elementos maiores e alguns traços (Ba, Nb, Sr, Y, Zr) foram analisados por *ICP-OES*. Demais traços e elementos terras raras foram analisados por *ICP-MS*. Os limites de detecção foram em torno 0,01% para os óxidos maiores e 1 ppm para os demais. A precisão das análises está no intervalo de 1-2% do RSD (desvio padrão relativo).

Elementos Maiores

As rochas estudadas classificam-se como granitos quando consideradas suas composições modais ou normativas em diagrama An-Ab-Or (Fig. 2a). Os dados obtidos mostram composições de SiO₂ variando no estreito intervalo de 70 a 77%. As amostras são caracterizadas por

baixas concentrações de MgO (0,22 a 1,14%), CaO (0,24 a 1,47%), TiO₂ (0,18 a 0,52%) e baixas razões FeO/(FeO+MgO) (0,69 a 0,87) e Fe³⁺/Fe²⁺. A razão K₂O/Na₂O varia entre 1,06 e 1,60%. Com relação à concentração relativa de álcalis *versus* alumínio, variam de fracamente peralcalinas a peraluminosas (Fig. 2b). Os metagranitos variam de cálcicos a alcalino-cálcicos, com predomínio das composições cálcio-alcálicas com base no índice álcali-lime modificado (Fig. 2c). A tendência cálcio-alcálica das amostras é confirmada no diagrama AFM (Fig. 2d). Os diagramas de concentrações de elementos maiores *versus* SiO₂ e outros índices de diferenciação (não apresentados) mostram dispersão, não se caracterizando qualquer *trend* claro de fracionamento magmático para as amostras consideradas.

Elementos Traços

Em um diagrama multielementar para elementos traços incompatíveis, os padrões de distribuição obtidos mostram forte inclinação, indicando enriquecimento relativo dos elementos mais incompatíveis Rb, Ba, Th, e Ta (elementos de grande raio iônico – *LILE*), relativamente às concentrações de Nb, P, Zr, Hf, Ti, Y e elementos terras raras (elementos de grande potencial iônico – *HFSE*) (Fig. 3a). Os padrões são caracterizados por expressivas anomalias positivas de Rb e Th e negativas de Nb, Sr, P e Ti. As anomalias de Rb e Th são típicas de envolvimento de um componente crustal na gênese de magmas. A anomalia negativa de Nb é característica de magmas de zonas de subducção. As anomalias de Sr, P, e Ti podem ser atribuídas ao fracionamento de plagioclásio, apatita, e ilmenita/rutilo, respectivamente, durante a petrogênese. Quando comparados a outros granitos, as rochas analisadas mostram padrões de distribuição similares àqueles de granitos orogênicos formados em contexto tectônico de subducção de placas (Fig. 3b). As rochas de Gouveia, entretanto, têm concentrações absolutas mais elevadas de todos os elementos incompatíveis.

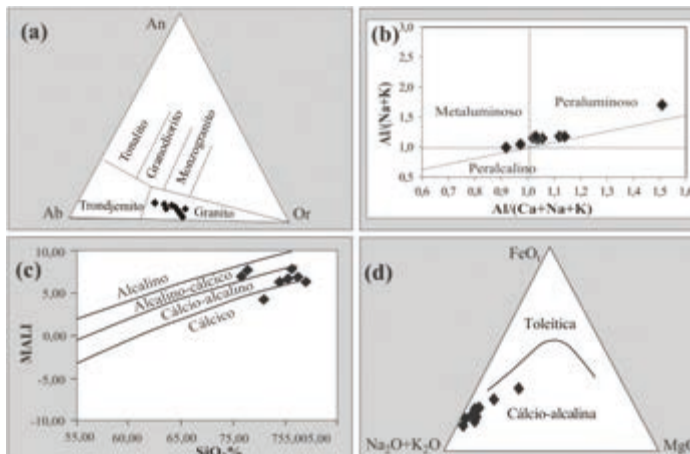


Fig. 2 – Composição química das rochas metagraníticas da Região de Gouveia. a. Diagrama An-Ab-Or de composição normativa em % peso (CIPW) (segundo BARKER, 1979); b. Diagrama de alumina-saturação (segundo MANIAR & PICCOLI, 1989); c. Classificação baseada no índice MALI (Na₂O+K₂O-CaO) *versus* SiO₂ (segundo FROST, 2001). d. Diagrama AFM (segundo IRVINE & BARAGAR, 1971).

Os metagranitos estudados são caracterizados por leve enriquecimento nas concentrações absolutas de elementos terras raras leves e mostram concentrações similares aos valores de normalização de elementos pesados. Existe, entretanto, um forte fracionamento entre elementos leves e pesados, com $La_N/Yb_N \sim 50$ (Fig. 4). Existem marcadas anomalias negativas de Eu, presentes em todas as amostras ($Eu/Eu^* \sim 0,2$). O conteúdo total de terras raras nas amostras analisadas não mostra relação direta com o aumento de SiO_2 , novamente indicando a ausência de um *trend* de diferenciação entre elas. Os baixos teores de elementos terras raras dos granitos de Gouveia estão relacionados à restrita ocorrência de fases acessórias como allanita, titanita, apatita e zircão, como verificado no estudo petrográfico, cujo fracionamento é reconhecido como um importante processo controlador da concentração de terras raras em granitóides.

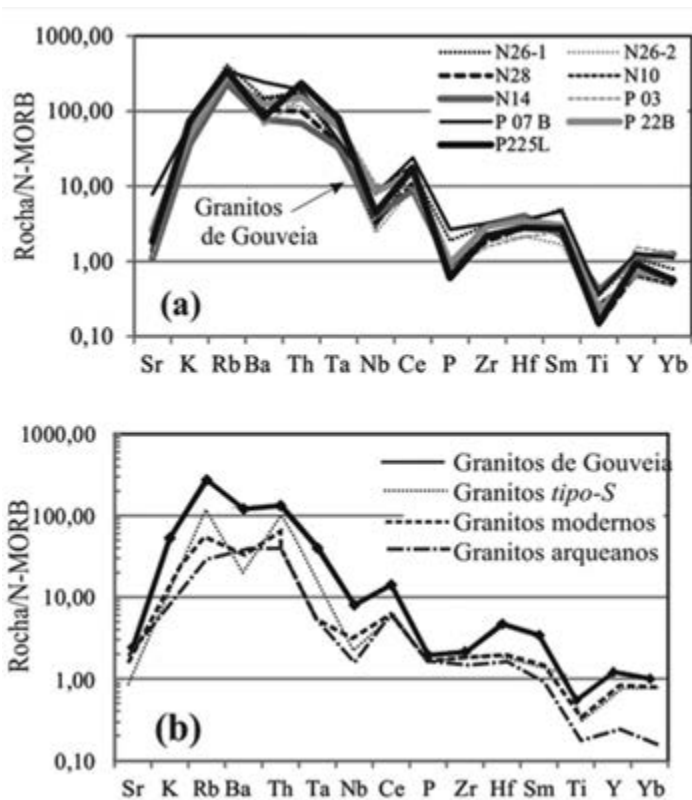


Fig. 3 – (a) Diagrama de elementos traços incompatíveis para metagranitos de Gouveia.
 (b) Diagrama comparativo da média das composições dos metagranitos de Gouveia e de granitos orogênicos formados em contexto tectônico de subducção. Dados normalizados para os valores de N-MORB de MCDONOUGH & SUN (1995). Dados de granitos orogênicos de PITCHER (1993).

Nos diagramas de PEARCE *et al.* (1984), discriminantes de compartimentos tectônicos de geração e *emplacement* de magmas graníticos, os dados divergem entre uma ambiência

de arco vulcânico e intraplaca (Fig. 5). Baixos valores de Rb/Ta caracterizam as amostras como granitos intraplaca no diagrama de HARRIS *et al.* (1986) (Fig. 6a). Os dados indicam um contexto de arco continental de relativa maturidade para todas as amostras no diagrama de BROWN *et al.* (1984) (Fig. 6b).

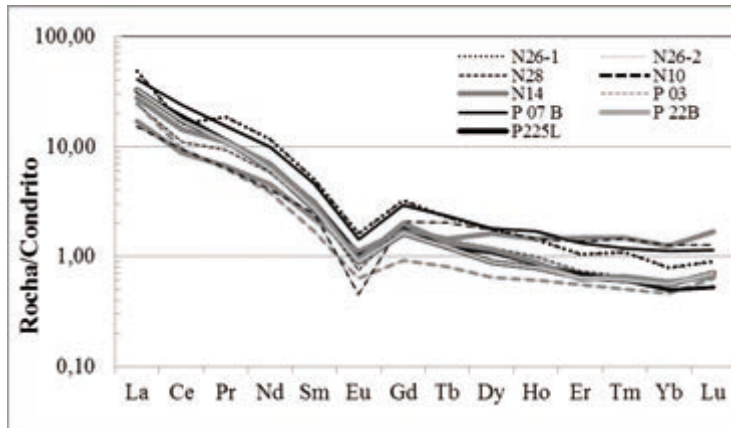


Fig. 4 – Diagrama de elementos terras raras para metagranitos de Gouveia.
Dados normalizados para os valores de N-MORB de MCDONOUGH & SUN (1995).

3.3 – Petrogênese

As características geoquímicas dos granitos – caráter peraluminoso das amostras, baixos conteúdos de Ca, Mg, Fe^{3+}/Fe^{2+} , Nb, Sr e elevados K_2O/Na_2O , Rb, Ba, Th e Ta – atestam a natureza cálcio-alcalina dos magmas e gênese vinculada a um ambiente orogênico. Em seu conjunto, os dados sugerem uma gênese de magmas por fusão crustal (granitos tipo S). Os dados não registram a ocorrência de processos de cristalização fracionada nem *mixing* de magmas derivados do manto na evolução magmática.

As composições geoquímicas obtidas são similares às de granitos orogênicos formados em contexto de subdução de placas. Assim, a hipótese mais provável é de que magmas graníticos foram formados por fusão crustal num ambiente de arco magmático continental, tendo incorporado na sua ascensão porções de encaixantes metassedimentares constituintes do embasamento, que ocorrem localmente como xenólitos.

4 – Considerações finais

A geoquímica dos granitos reflete a composição das fontes e o *trend* de evolução magmática. Em Gouveia, diferenças composicionais entre os granitos estudados são sugestivas de filiação à magmas distintos, possivelmente originados por diferentes taxas de fusão de fontes de mesma composição ou de fontes com composições distintas. Esta heterogeneidade é, aliás, uma característica dos ambientes de convergência tectônica.

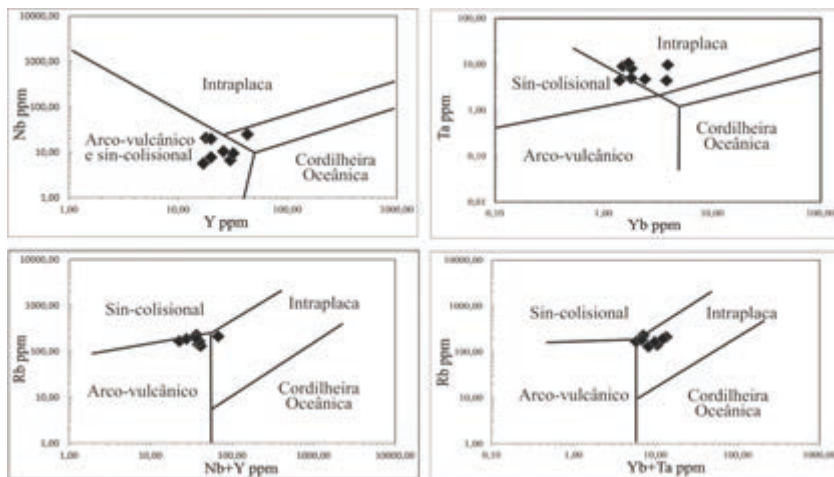


Fig. 5 – Diagramas de discriminação tectônica de PEARCE *et al.* (1984) para os metagranitos de Gouveia.

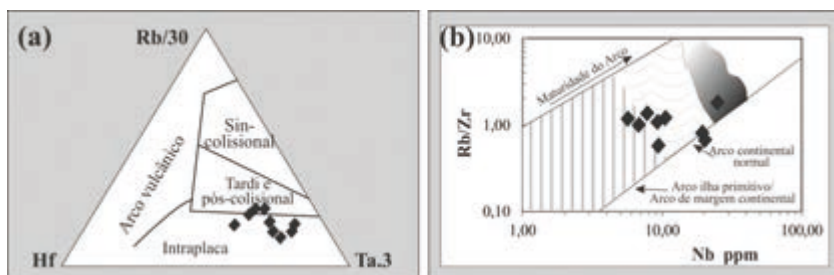


Fig. 6 – Diagramas de discriminação tectônica de (a) HARRIS *et al.* (1986) e (b) BROWN *et al.* (1984) para os metagranitos de Gouveia.

Inexistem dados geocronológicos que indiquem a idade de cristalização dos metagranitos estudados. Entretanto, as características petrográficas e geoquímicas, bem como as evidências de campo, em especial, a ausência de qualquer modificação de textura primária ou feição de deformação no estado sólido nas porções de baixo *strain* Brasileiro, indicam tratar-se de corpos de ocorrência tardia, com vinculação provável à Orogênese Transamazônica.

Os dados disponíveis indicam semelhança entre as rochas de Gouveia e granitos de arcos vulcânicos continentais ou intraplaca. É possível que as diferentes litofácies granitóides, discriminadas no campo e no estudo petrográfico, em conjunto com andesitos orogênicos recentemente caracterizados na região (CHAVES *et al.*, *in press*), representem estágios distintos da evolução de um arco magmático vinculado a um orógeno Paleoproterozoico/Transamazônico na região.

Agradecimentos – Os autores agradecem à FAPEMIG pelo apoio financeiro e ao Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, pelo apoio logístico e infraestrutura oferecidos, em particular ao Departamento de Geologia, ao Centro de Geologia *Eschwege* e ao Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa. Aos alunos agradecemos a grande contribuição na coleta de amostras e de dados.

Referências Bibliográficas

- ALKMIM, F. F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A. C., PERES, G. G., CRUZ, S. C. P. & WHITTINGTON, A. (2006) – Kinematic evolution of the Aracuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Res.*, 149, p. 43-64.
- BARKER, F. (1979) – Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (eds.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, p. 1-12.
- BROWN, G. C., THORPE, R. S. & WEBB, P. C. (1984) – The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. London*, 141, p. 413-426.
- CHAVES, A. O., DUSSIN, T. M., RENGER, F. E. & CHAVES, M. L. S. C. – Petrografia e litogeoquímica de magmatismo traqui-andesítico na região de Gouveia (MG): implicações genéticas e tectônicas (*in press*).
- CRUZ, S. C. P., ALKMIM, F. F. & LAGOIRO, L. E. (2005) – Zonas de cisalhamento do núcleo do anticlinório de Gouveia, Cordilheira do Espinhaço, MG: geometria, cinemática e processos deformacionais/metamórficos. *Rev. Bras. Geociências*, 35, p. 441-452.
- DUSSIN, I. A., DUSSIN, T. M. & CHAVES, M. L. S. C. (1990) – Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Os grupos Diamantina e Conselheiro da Mata. *Rev. Bras. Geociências*, 20, p. 178-186
- DUSSIN, I. A., DUSSIN, T. M., CHARVET, J. & CHEMALE JR., F. (1992) – Tectonique du Protérozoïque Supérieur au sud-est du Craton São Francisco (Minas Gerais, Brésil). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315, p. 629-636.
- FROST, B. R., BARNES, C. G., COLLINS, W. J., ARCULUS, R. J., ELLIS, D. J. & FROST, C. D. (2001) – A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrology*, 42, p. 2033-2048.
- HARRIS, N. B. W., PEARCE, J. A. & TINDLE, A. G. (1986) – Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M. P. & Ries, A. C. (eds). *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub., 19, p. 67-81.
- HOFFMANN, C. (1983) – The Archean peraluminous Gouveia Granite: its structures, geochemistry and phase petrology (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil). *N. Jb. Min.*, 2, p. 359-371.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971) – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sciences*, 8, p. 523-548.
- MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F. R., KNAUER, L. G. & ALMEIDA ABREU, P. A. (1989) – Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na serra do Espinhaço Meridional. *Anais V Simp. Geol. Minas Gerais*, Belo Horizonte, 10, p. 171-174.
- MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. (1989) – Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bulletin*, 101, p. 635-643.
- MCDONOUGH, W. F. & SUN, S. (1995) – The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, p. 223-253.
- NOCE, C. M., PEDROSA-SOARES, A. C., SILVA, L. C. & ALKMIM, F. F. (2007) – O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15, p. 17-23.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. (1984) – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, 25, p. 956-983.
- PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., WIEDEMANN, C. M. & PINTO, C. P. (2001) – The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Res.*, 1-4, p. 307-323.

- PEDROSA-SOARES, A. C. P., NOCE, C. M., VIDAL, P. H., MONTEIRO, R. L. B. P. & LEONARDOS, O. H. (1992) – Toward a new model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) – West Congolian (SW Africa) Belt. *J. South Am. Earth Sci.*, ½, p. 22-47.
- PITCHER, W.S. (1993) – The Nature and Origin of Granite. Blackie Acad. Professional, London, 321 p.
- PORADA, H., (1989) – Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Res.*, 44, p. 103-136.
- SCHÖLL, W. U. & FOGAÇA, A. C. (1979) – Estratigrafia da Serra do Espinhaço na Região de Diamantina. *Atas I Simp. Geol. Minas Gerais*, Diamantina, 1, p. 55-73
- TEIXEIRA, W., DOSSIN, I. A., DOSSIN, T. M. SALVADOR, E. D., SIGA JR, O. & SATO, K. (1990) – Interpretação do contexto geotectônico do embasamento na borda leste do sistema Espinhaço, Região de Guanhães e Gouveia-MG, com base numa integração do seu conjunto geocronológico U/Pb, Rb/Sr e K/Ar. *Anais do XXXVI Cong. Bras. Geol.*, Natal, 6, p. 2711-2722.

FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS NO GRUPO COSTA SENA (GOUVEIA – MINAS GERAIS, BRASIL)

BANDED IRON FORMATIONS IN THE COSTA SENA GROUP (GOUVEIA – MINAS GERAIS, BRAZIL)

M. L. S. C. Chaves¹, M. C. R. Silva²,
A. O. Chaves¹ & T. M. Dussin¹

Resumo – Na região de Gouveia (Minas Gerais, Brasil) afloram principalmente rochas graníticas do embasamento arqueano, sobre as quais ocorrem faixas estreitas de rochas xistosas de idade indeterminada, atribuídas ao Grupo Costa Sena. Formações ferríferas bandadas (ou BIFs – *banded iron formations*) constituem o mais importante tipo litológico da Formação Pedro Pereira, basal do citado grupo, e seu estudo geoquímico constitui o escopo deste trabalho. Em termos de elementos maiores, menores e traços, tais BIFs não possuem características especialmente diagnósticas. Entretanto, em relação aos seus conteúdos em elementos terras raras, é observada uma forte anomalia negativa em európio (variando entre 0,36 e 0,69), bem como de cério. Tais anomalias são típicas das BIFs de idade proterozoica, do tipo Lago Superior, e muito semelhantes às das BIFs da Serra da Serpentina, em geral relacionadas ao Supergrupo Minas (Paleoproterozoico). Como a idade da Formação Pedro Pereira tem sido em geral atribuída ao Arqueano, estudos adicionais sobre a geocronologia dessa unidade fazem-se necessários.

Palavras-chave – Formação Ferrífera Bandada; Gouveia; Minas Gerais; Brasil

¹ Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, Brasil; mlschaves@gmail.com; alochaves@yahoo.com.br; tdussin@gmail.com

² GEOMIL – Serviços de Mineração Ltda, Belo Horizonte, MG, Brasil; celiogeo@gmail.com

Abstract – In the region of Gouveia (Minas Gerais, Brazil) outcrop mainly granitic rocks of the Archean basement, that are superimposing by schistose rocks of indeterminate age belonging to the Costa Sena Group. Banded iron formations (BIFs) are the most important lithologic type of the Pedro Pereira Formation, basal in the cited group, and its geochemical study is the scope of this paper. In terms of major, minor and trace elements such BIFs do not have special distinguishing characteristics. However, in relation to its content in rare earth elements, it is observed a strong anomaly in europium (varying between 0.36 and 0.69), as well as in cerium. These anomalies are typical of the Proterozoic BIFs, and very similar to those of the Serra da Serpentina BIFs, generally related to Minas Supergroup (Paleoproterozoic age). As the age of the Pedro Pereira Formation has been generally attributed to the Archean, additional studies on the geochronology of this unit are needed.

Keywords – Banded iron formation; Gouveia; Minas Gerais; Brazil

1 – Introdução

Formações ferríferas bandadas pré-cambrianas, conhecidas internacionalmente como BIFs (*banded iron formations*), são encontradas em diversas localidades do Estado de Minas Gerais (Brasil). As rochas desse tipo melhor pesquisadas ocorrem concentradas principalmente nos supergrupos Rio das Velhas (Arqueano) e Minas (Paleoproterozoico), na região designada como “Quadrilátero Ferrífero”. Entretanto, existem outras numerosas ocorrências pontuais de BIFs espalhadas pelo Estado, associadas a unidades geológicas de diferentes idades e várias delas ainda mal caracterizadas.

Na região ao sul de Gouveia, porção centro-norte de Minas Gerais, aparecem faixas de BIFs encaixadas nas rochas granitóides do Complexo Basal, arqueano. Essas formações ferríferas são pobremente conhecidas em termos geológicos e de idade incerta. Os poucos estudos que as envolveram, em inícios da década de 1980, as incluíram no Grupo Costa Sena (HOFFMANN, 1980, 1983a), na Sequência Vulcano-Sedimentar de Pedro Pereira (CARVALHO, 1982), ou ainda no Grupo Pedro Pereira, do Supergrupo Rio Paraúna (FOGAÇA *et al.*, 1984).

O presente trabalho objetiva fornecer novos dados sobre tal unidade geológica, com ênfase na caracterização da geoquímica (elementos maiores, menores, traços e ETRs) das BIFs citadas.

2 – Localização e breve síntese geológica regional

A região de Gouveia constitui uma “janela estrutural” localizada na Serra do Espinhaço, ao sul de Diamantina (Fig. 1), onde afloram rochas graníticas e gnáissicas mais antigas, do embasamento arqueano. Tal região, mais arrasada topograficamente, é circundada por sequências siliciclásticas do Supergrupo Espinhaço, de idade paleo-mesoproterozoica. As rochas do embasamento são metamorfizadas em alto/médio grau e, juntamente com sua cobertura metassedimentar, foram deformadas e metamorfizadas em baixo grau durante o ciclo orogênico Brasileiro, desenvolvido no final do Neoproterozoico (UHLEIN *et al.*, 1986; DUSSIN & DUSSIN, 1995).

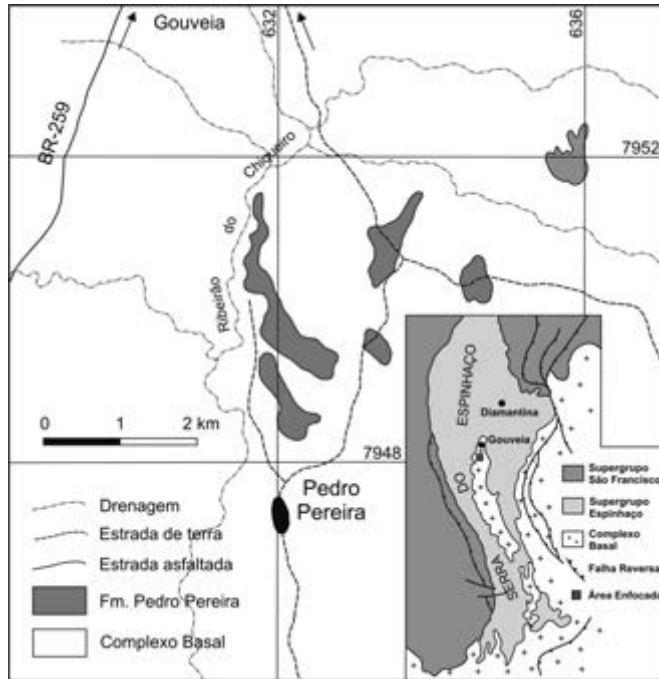


Fig. 1 – Geologia da Serra do Espinhaço na região ao sul de Gouveia, Minas Gerais (parcial e modificada de CARVALHO, 1982).

O Complexo Basal, também conhecido como Complexo de Gouveia, é na maior parte formado por monzogranitos (82%), granodioritos (11%), tonalitos (3%), trondhjemitos (3%) e mela-granitos (1%) (HOFFMANN, 1983b). Nessas rochas da infraestrutura, ocorrem embutidas tectonicamente diversas faixas de rochas xistosas, da ordem de algumas dezenas a centenas de metros de largura estendidas por até 1-3 km de comprimento, controladas por falhas de empurrão e/ou zonas de cisalhamento dúcteis brasileiras. Tal sequência tem sido objeto de muitas controvérsias na literatura geológica. HOFFMANN (1980, 1983a), a designou como Grupo Costa Sena, para abranger quartzitos impuros (58%), rochas xistosas (35%), quartzitos puros (2%), formações ferríferas (2%) e ultrabasitos e xistos verdes (2%), tratando-o de modo indiviso.

CARVALHO (1982) sugeriu a designação informal de Sequência Vulcano-Sedimentar de Pedro Pereira, restringindo, porém, seu uso às BIFs, rochas metaultramáficas e (raros) xistos quartzosos da região homônima. FOGAÇA *et al.* (1984) reuniram no “Supergrupo Rio Paraúna” essas últimas rochas citadas (como Grupo Pedro Pereira, indiviso), na parte inferior, e Grupo Costa Sena, no topo, este ainda subdividido nas formações Barão de Guaicuí e Bandeirinha. A última formação, no entanto, com base em dados geológicos e geocronológicos tem sido ultimamente atribuída à porção inferior do Supergrupo Espinhaço (*e.g.*, MARTINS-NETO, 2000; CHEMALE *et al.*, 2012).

Sem pretender criar nenhuma nova nomenclatura, e somente se atendo às designações estratigráficas pelo critério prioritário de antiguidade, bem como a uma melhor organização

das informações disponíveis, prefere-se neste trabalho restringir as diversas denominações ora em uso. Assim sendo, de início a designação Grupo Costa Sena será mantida, por ser mais antiga. Consequentemente, sua porção basal deve ser rebaixada à categoria de Formação Pedro Pereira, e sua seção superior, de Formação Barão de Guaicuí; mesmo porque não teria sentido constituir um grupo com somente uma formação (simplificação proposta com base em estudo geológico prévio, conforme SILVA & CHAVES, 2011).

3 – Grupo Costa Sena – Formação Pedro Pereira

3.1 – Geologia

Na região de Pedro Pereira, ocorrem seis faixas de exposição da formação homônima, do Grupo Costa Sena (redefinido), encaixadas nos granitóides do embasamento (Fig. 1). Rochas quartzo-xistosas (Formação Barão de Guaicuí?) aparecem de maneira restrita nessas faixas (ou isoladas nas proximidades), entretanto, na escala de trabalho utilizada e por não constituírem o escopo principal do presente artigo, prefere-se ou incluí-las junto com as zonas de exposição das BIFs, ou considerá-las porções milonitizadas do embasamento, conforme previamente proposto por CARVALHO (1982) e CRUZ *et al.* (2005). De tal maneira, a Formação Pedro Pereira *stricto sensu*, na região, é representada por rochas xisto-quartzosas e metaultrabásicas em íntima associação com as BIFs, compondo faixas segmentadas e muito dobradas, provavelmente com algumas dezenas de metros de espessura total.

Em função de suas litologias, um ambiente marinho de sedimentação pode ser caracterizado para o Grupo Costa Sena, fato já salientado em HOFFMANN (1983a) e FOGAÇA *et al.* (1984). A idade de deposição da sequência, no entanto, tem sido alvo de muitas discussões. HOFFMANN (1983a) supôs uma idade paleoproterozoica a arqueana, no intervalo entre 2,0 a 2,7 Ga, e FOGAÇA *et al.* (1984) admitiram uma idade arqueana superior (-2,5 Ga), ao proporem uma paralelização entre os supergrupos Rio Paraúna e Rio das Velhas, da região do Quadrilátero Ferrífero. De outro modo, MACHADO *et al.* (1989), com base na datação U/Pb de zircões magmáticos, encontrou duas idades diferentes para possíveis metarriolitos da Formação Barão de Guaicuí, em Pedro Pereira (2.971 ± 16 Ma) e Ouro Fino (2.049 ± 2 Ma). Acredita-se, entretanto, que muitas das rochas identificadas como “metarriolitos” na região possam ter sido confundidas com milonitos de rochas granitóides do embasamento (o que coadunaria com a idade mais antiga), e assim estudos geocronológicos adicionais para esclarecer a real idade do Grupo Costa Sena fazem-se necessários.

3.2 – Geoquímicas das formações ferríferas

O conteúdo em elementos maiores obtido por fluorescência de raios-X, de amostras representativas de BIFs das formações Barão de Guaicuí (BG) e Pedro Pereira (PP) do Grupo Costa Sena (Lab. SGS-GEOSOL), e de BIFs arqueanas (*) e proterozoicas (**) próximas, utilizadas como referências regionais, encontra-se na tabela 1. A composição química dessas rochas difere marcadamente da composição de quaisquer outros sedimentos,

pela substancial concentração de ferro, ao contrário dos teores muito baixos de Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , Na_2O e K_2O . São também típicos para as BIFs de Pedro Pereira os valores baixos de CaO , MnO e P_2O_5 . Em geral, as concentrações destes componentes são insuficientes para estabelecer distinções entre os dois principais tipos de formações ferríferas pré-cambrianas: Algoma, arqueanas, e Lago Superior, proterozoicas (GOLE & KLEIN, 1981). Esses autores assinalaram algumas diferenças em alumínio e fósforo, os quais seriam mais altos nas BIFs arqueanas. Tais anomalias, no entanto, parecem ser de significado local, não constituindo regra geral para formações daquela idade, conforme observado nos dados ora apresentados (GU2 e GU3).

Tabela 1 – Análises geoquímicas dos elementos maiores em amostras representativas de BIFs das formações Barão de Guaicuí (BG) e Pedro Pereira (PP), e de BIFs arqueanas (*) e proterozoicas (**) regionais.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Total
BG01	7,66	0,72	91,00	<0,01	0,04	<0,01	0,02	0,08	0,07	0,10	99,69
PP01	37,20	0,53	61,69	<0,01	0,01	<0,01	0,05	0,02	0,04	0,06	99,60
PP02	33,60	0,28	65,38	<0,01	<0,01	<0,01	0,08	<0,01	<0,01	0,15	99,49
PP06	33,33	0,62	64,40	<0,01	0,04	<0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	98,50
PP53	50,30	1,10	47,71	0,30	0,19	<0,01	0,10	0,10	0,04	0,05	99,89
PP56	51,00	0,46	45,52	0,38	0,36	<0,01	0,09	0,09	0,11	0,03	98,04
GU2*	35,00	0,96	59,61	2,09	0,94	0,05	<0,01	<0,05	0,21	0,17	99,03
GU3*	45,07	1,16	50,65	0,63	0,38	0,05	0,07	<0,05	0,17	0,05	98,23
SE1**	58,85	0,33	39,79	0,01	0,11	<0,01	0,01	0,02	0,11	0,05	99,28
SE2**	54,25	1,78	40,10	0,67	0,49	0,13	0,19	Nd	0,08	0,73	98,42
SS1**	3,77	2,59	92,54	0,10	<0,01	<0,01	<0,01	0,32	0,05	0,02	99,65
SS2**	50,59	2,93	45,02	0,07	0,21	<0,01	<0,01	0,55	0,05	<0,01	99,67

Sequências e localidades – BG01, Formação Barão do Guaicuí, Morro do Juá (Gouveia); PP01 a PP56, Formação Pedro Pereira, localidade homônima (Gouveia); GU2 (FFB magnetítica – média de 8 amostras) e GU3 (FFB hematítica – média de 9 amostras), Grupo Guanhões, proximidades da cidade homônima (GROSSI-SAD *et al.*, 1990); SE1, Supergrupo Minas, Faz. Céu Aberto, Serro (média de 2 amostras; SILVA, 2010), SE2, Idem (média de 7 amostras; UHLEIN, 1984); SS1 (alto teor – média de 2 amostras) e SS2 (médio teor – média de 5 amostras), Supergrupo Minas, Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro (DOSSIN *et al.*, 1987). Dados de % em peso. Todo ferro como Fe³⁺. Nd, não determinado.

As análises geoquímicas obtidas por ICP-MS, de elementos traços selecionados em amostras representativas das BIFs das formações Barão de Guaicuí (BG) e Pedro Pereira (PP), mostram o conteúdo geral extremamente baixo dos mesmos (tabela 2). Concentrações baixas de tais elementos constituem uma característica da maioria das BIFs em todo mundo. Exceções podem ocorrer em alguns depósitos, entretanto, geralmente se relacionam à existência de fases minerais anômalas à assembleia mineralógica típica das BIFs. Apenas digna de nota, é a presença anômala de cromo na amostra BG01, em quantidades cerca de 20 vezes superiores às verificadas na maioria das outras unidades. Algumas diferenças

aparecem também tanto em relação às BIFs do tipo Algoma como Lago Superior, em termos gerais. MAYNARD (1983) ressaltou a existência de valores mais altos de Mn nas BIFs do tipo Lago Superior, enquanto os conteúdos de Ni, Cu, Zn e Sr seriam superiores nas do tipo Algoma. Isto parece, porém, de pouca aplicabilidade aos depósitos da região. Por exemplo, as BIFs de Guanhães, arqueanas, possuem valores muito semelhantes de Mn aos das BIFs proterozoicas e, do mesmo modo, os valores de Ni, Cu, etc. não são mais expressivos que nessas últimas.

Tabela 2 – Análises geoquímicas dos elementos traços em amostras representativas de BIFs das formações Barão de Guaicuí (BG) e Pedro Pereira (PP) (Lab. SGS-GEOSOL), e de BIFs arqueanas (*) e proterozoicas (**) regionais.

	Zr	Ba	Y	Cr	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Co	Sb	Sc	V	Sr
BG01	35	6	7,0	576	11	<8	7	14	26	45	12	<5	<20	4
PP01	8	39	3,4	<20	3	4,5	7	2	1	Nd	<0,1	Nd	17	Nd
PP02	3	57	2,1	<20	6	3,8	24	1	0,5	Nd	<0,1	Nd	16	Nd
PP06	<3	38	7,0	12	185	15	7	7	<10	<8	<10	<5	<20	8
PP53	26	59	6,0	14	33	32	6	19	<10	<8	10	<5	<20	34
PP56	17	88	8,0	18	77	33	8	15	120	<8	<10	<5	<20	82
GU2*	28	284	17,6	76	8	35	39	36	Nd	23	Nd	6,5	116	<10
GU3*	20	260	20,0	28	8	35	21	46	Nd	<5	Nd	6,7	134	18
SE1**	7	9	7,8	<20	1	1	5	6	3	Nd	0,2	Nd	45	Nd
SE2**	Nd	0,13	Nd	157	10	Nd	21	32	Nd	35	Nd	Nd	Nd	Nd
SS1**	5	6	22,0	25	6	16	18	25	Nd	104	Nd	<5	318	1
SS2**	31	59	<5,0	4	14	<1	27	13	Nd	253	Nd	<5	54	4

Sequências e localidades – as mesmas da tabela 1. Dados em ppm. Nd, não determinado.

As concentrações de elementos terras raras (ETRs) obtidas por ICP-MS nas BIFs do Grupo Costa Sena, constam na tabela 3. As curvas de distribuição dos valores médios dos ETRs dessas amostras, normalizadas aos condritos segundo HASKIN *et al.* (1968), esboçam um comportamento geral semelhante aos padrões obtidos para as BIFs proterozoicas do tipo Lago Superior, analisados em outras partes do mundo (Fig. 2). Especialmente característica, ressalta-se a forte anomalia negativa de európio nas amostras da Formação Pedro Pereira, que varia entre 0,36 e 0,69 com média de 0,55 (tabela 4), observando-se ainda o notável enriquecimento das ETRs leves (La-Eu) em detrimento das pesadas (Gd-Lu). O padrão de distribuição geral dos ETRs se assemelha principalmente aos das BIFs do Supergrupo Minas na Serra da Serpentina (SS), pelo comportamento descendente da curva e a anomalia negativa de európio. Para diversos autores, as anomalias de európio constituem o mais importante caráter distintivo entre as BIFs arqueanas e proterozoicas, pois as primeiras normalmente apresentam um forte enriquecimento nesse elemento (FRYER, 1977; FLEET, 1984; YAMAGUSHI *et al.*, 2000).

Tabela 3 – Análises geoquímicas de elementos terras raras em amostras representativas de BIFs das formações Barão de Guaicuí (BG) e Pedro Pereira (PP) (Lab. SGS-GEOSOL), bem como de BIFs utilizadas como referências regionais, arqueanas (*) e proterozoicas (**) regionais.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
BG01	6,4	13,0	1,28	6,0	1,40	0,32	1,60	0,30	1,41	0,23	0,76	0,11	0,60	0,11
PP01	12,3	12,6	3,06	12,3	2,12	0,42	1,67	0,26	1,10	0,15	0,31	0,07	0,27	0,06
PP02	5,6	3,4	0,66	2,4	0,42	0,07	0,45	0,11	0,44	0,10	0,16	0,06	0,21	0,05
PP06	18,8	17,5	2,80	9,6	1,80	0,22	1,93	0,30	1,58	0,24	0,60	0,08	0,60	0,08
PP53	13,6	14,7	1,69	5,7	0,90	0,17	0,96	0,15	1,02	0,25	0,84	0,15	0,80	0,13
PP56	69,7	59,8	4,27	12,9	1,91	0,33	1,39	0,48	0,98	0,15	0,73	0,07	0,40	0,05
GU2*	12,9	27,2	Nd	9,19	1,91	0,70	1,84	Nd	1,99	0,35	1,06	Nd	1,21	0,24
GU3*	7,0	12,2	Nd	5,80	2,01	0,42	3,02	Nd	5,19	1,10	3,33	Nd	4,31	0,66
SE1**	4,4	6,9	1,09	4,2	0,87	0,29	0,94	0,15	0,92	0,20	0,66	0,10	0,68	0,11
SS1**	5,6	8,21	Nd	4,8	5,06	0,36	1,23	Nd	0,71	0,14	0,60	0,08	0,28	0,06
SS2**	2,8	3,65	Nd	2,1	0,55	0,14	0,60	Nd	0,42	0,11	0,36	0,07	0,34	0,07

Sequências e localidades – as mesmas da tabela 1. Dados em ppm. Nd, não determinado.

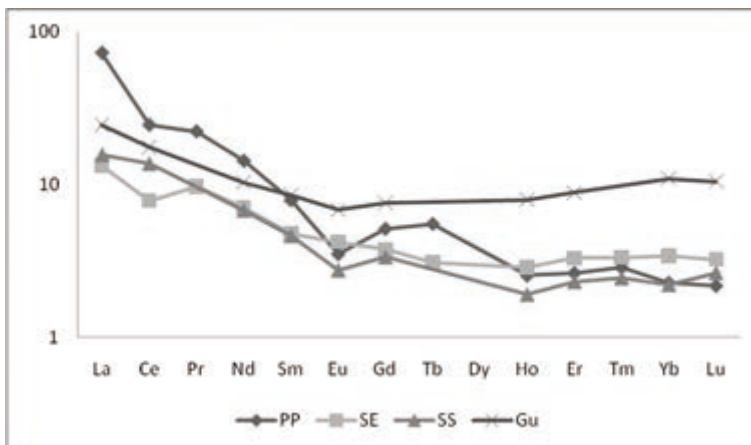


Fig. 2 – Aracnogramas referentes às médias das concentrações dos elementos terras raras das BIFs da Formação Pedro Pereira (PP), em comparação com depósitos do mesmo tipo das regiões de Guanhães (GU), Serro (SE) e Serra da Serpentina (SS).

Tal anomalia (tabela 4) é quantificada a partir da fórmula de TAYLOR & McLENNAN (1985), $Eu_N/Eu^* = Eu_N \sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$, que utiliza a relação entre o valor de európio normalizado (Eu_N) a condrito com o valor de európio interpolado (Eu^*), este calculado através da média geométrica entre os valores normalizados de samário e gadolínio, dado pela fórmula $\sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$. Desta forma, é possível avaliar o quanto a concentração do európio

na amostra em questão se distanciou do valor esperado, constituindo uma anomalia positiva, quando Eu_N/Eu^* é maior que 1, e negativa quando inferior a 1. Entretanto, salienta-se ainda a existência de outra anomalia negativa, a de cério, a qual para YAMAGUCHI *et al.* (2000) também é indicativa de BIFs proterozoicas.

Tabela 4 – Somatório dos ETRs leves(*) e pesados(**) com o enriquecimento relativo entre ambos; e o cálculo das anomalias negativas de európio nas BIFs do Grupo Costa Sena (BG, Formação Barão de Guaicuí – não representada na figura 2; PP, Formação Pedro Pereira).

	$\Sigma ETRls(*)$ (La-Eu)	$\Sigma ETRps(**)$ (Gd-Lu)	$\Sigma ETRls/$ $\Sigma ETRlp$	$Eu_N/Eu^* =$ $Eu_N/\sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$
BG01	28,40	5,12	5,5	0,66
PP01	42,80	3,89	11,0	0,69
PP02	12,55	1,58	7,9	0,50
PP06	50,72	5,41	9,4	0,36
PP53	36,76	4,30	8,5	0,56
PP56	148,90	4,25	35,0	0,62

4 – Considerações finais

As recentes supervalorizações dos minérios de ferro, a nível mundial, têm estimulado a pesquisa (ou repesquisa) econômica de inúmeros depósitos brasileiros antes considerados desinteressantes ou antieconômicos, como constitui o caso das BIFs da Formação Pedro Pereira (SILVA & CHAVES, 2011). Tal estímulo econômico tem também possibilitado novas pesquisas acadêmicas específicas sobre os mesmos.

A principal característica das BIFs da Formação Pedro Pereira é a marcante anomalia negativa em európio. O significado do enriquecimento nesse elemento na maioria das BIFs arqueanas foi atribuído por vários autores (FRYER, 1977; FLEET, 1984) às altas concentrações de Eu^{2+} nos oceanos, pelas condições redutoras então prevalecentes. Entretanto, há certo consenso no sentido de que a relativa abundância deste elemento nos sedimentos arqueanos seja também resultante do *input* hidrotermal nas águas oceânicas, condição prevalecente no ambiente de sedimentação de tais BIFs (*e.g.*, KATO *et al.*, 1998, 2006). Sintetizando, YAMAGUCHI *et al.* (2000) assinalam a existência de dois tipos de BIFs pré-cambrianas em função das anomalias de európio e cério: (1) Aquelas com anomalia positiva de európio e sem anomalia de cério, seriam típicas do Arqueano; (2) enquanto as sem anomalia ou com anomalia negativa de európio e com anomalia negativa de cério, seriam comuns no proterozoico.

Mesmo reconhecendo-se a baixa quantidade de informações relativas à geoquímica das rochas estudadas, em princípio, as BIFs em questão, sobretudo com base na assinatura dos ETRs presentes, devem ser atribuídas ao Proterozoico (como já sugerido por HOFFMANN, 1983a), e não ao Arqueano (conforme CARVALHO, 1982 e FOGAÇA *et al.*, 1984). Se confirmada esta hipótese, as BIFs da Formação Pedro Pereira e, provavelmente o Grupo Costa Sena inteiro, na acepção proposta neste artigo, poderiam ser correlacionados à sequência geológica (com BIFs) da região da Serra da Serpentina (Conceição do Mato Dentro), atribuída ao Supergrupo Minas (DOSSIN *et al.*, 1987), ou mais recentemente

interpretada (com suporte em datações de zircões detríticos em metassedimentos associados), a uma outra sequência depositada em intervalo de idade entre os supergrupos Minas e Espinhaço (ROLIM & ROSIÈRE, 2011). A idade U/Pb de 2.049 ± 2 Ma, obtida em zircão extraído de metavulcânicas da região de Ouro Fino, encaixadas em litotipos da Formação Barão de Guaicuí (MACHADO *et al.*, 1989), também corrobora tal interpretação.

A certificação da idade de sedimentação da Formação Pedro Pereira poderá ser conhecida através da datação de zircões detríticos nas rochas quartzíticas e xistosas associadas, bem como pela datação absoluta de (possíveis) zircões magmáticos recuperados em rochas metultrabásicas intercaladas na sequência. Esses pontos devem constituir o próximo passo de investigação.

Agradecimentos – Ao Instituto de Geociências da UFMG, pelo apoio a pesquisas geológicas na região de Gouveia (MG). O primeiro autor agradece ainda ao CNPq (Governo Federal), pela concessão de bolsa de produtividade em pesquisa.

Referências Bibliográficas

- CARVALHO, A. S. (1982) – Geologia e gênese das mineralizações de quartzo no Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Brasília, Universidade de Brasília, Tese de Mestrado, 94 p.
- CHEMALE JR., F., DUSSIN, I. A., ALKMIN, F. F., MARTINS, M. S., QUEIROGA, G., ARMSTRONG, R. & SANTOS, M. N. (2012) – Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22, p. 200-206.
- CRUZ, S. C., ALKMIM, F. F. & LAGOEIRO, L. E. (2005) – Zonas de cisalhamento do núcleo do Anticlinório de Gouveia, Cordilheira do Espinhaço, MG: geometria, cinemática e processos deformacionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 35, p. 441-452.
- DOSSIN, T. M., DOSSIN, I. A. & DARDENNE, M. A. (1987) – Geoquímica dos elementos terras raras das formações ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, MG. *Geochimica Brasiliensis*, 1, p. 151-160.
- DUSSIN, T. M. & DUSSIN, I. A. (1995) – Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 1, p.19-26.
- FLEET, A.J. (1984) – Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier Publ., p. 491-510.
- FOGAÇA, A. C. C., ALMEIDA-ABREU, P. A. & SCHORCHER, H. D. (1984) – Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana-central da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 8, p. 2654-2667.
- FRYER, B.J. (1977) – Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, p.361-367.
- GOLE, M. J. & KLEIN, C. (1981) – Banded iron-formations through much of precambrian time. *Journal of Geology*, 89, p. 169-183.
- GROSSI-SAD, J. H., CHIODI FILHO, C., SANTOS, J. F., MAGALHÃES, J. M. & CARELOS, P. M. (1990) – Geoquímica e origem da formação ferrífera do Grupo Guanhões, Distrito de Guanhões, MG, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, *Anais*, 3, p. 1241-1253.
- HASKIN, L. A., HASKIN, F. A., FREY, F. A. & WILDEMAN, T. R. (1968) – Relative and absolute terrestrial abundance of the rare earth. In: Origin and Distribution of the Elements. Pergamon Press, p. 889-912.

- HOFFMANN, C. (1980) – Neugliederung und geologische Geschichte der “Präminas-Gesteine” in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. *Münster. Forsch. Geol. Paläontol.*, 51, p. 183-197.
- HOFFMANN, C. (1983a) – The Costa Sena Group – an Early Proterozoic supracrustal succession and the evolution of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 3/4, p. 446-458.
- HOFFMANN, C. (1983b) – The Archean peraluminous Gouveia Granite, its structure, geochemistry, and phase petrology (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil). *Neues Jahrbuch Mineral. Abb.*, 146, p. 151-169.
- KATO, Y., OHTA, I., TSUNEMATSU, T., WATANABE, Y., ISOZAKI, Y., MARUYAMA, S. & IMAI, N. (1998) – Rare earth element variation in mid-Archean banded iron-formations: Implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, p. 3475-3497.
- KATO, Y.; YAMAGUCHI, K. E. & OHMOTO, H. (2006) – Rare earth elements in Precambrian banded iron formations: secular changes of Ce and Eu anomalies and evolution of atmosphere oxygen. *Geological Society of America Memoirs*, 198, p. 269-289.
- MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F. R., KNAUER, L. G. & ABREU, P. A. A. (1989) – Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, Brasília, *Anais*, p. 171-174.
- MARTINS-NETO, M. M. (2000) – Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, 103, p. 147-173.
- MAYNARD, J. B. (1983) – Geochemistry of sedimentary ore deposits. Springer-Verlag, 305 p.
- ROLIM, V. K & ROSIÈRE, C. R. (2011) – The Conceição do Mato Dentro Iron formation Province in southeastern Brazil. In: Biennial SGA Meeting SGA2011, 11th, Antofagasta (Chile), Proceedings (in CD-ROM).
- SILVA, M. C. R. (2010) – Litofaciologia e sistemas deposicionais da Formação Sopa-Brumadinho no Campo Diamantífero de Extração, Diamantina-MG. Belo Horizonte, IGC-Universidade Federal de Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 227 p.
- SILVA, M. C. R. & CHAVES, M. L. S. C. (2011) – Projeto Gouveia – Reconhecimento geológico e avaliação do potencial geoeconômico. Belo Horizonte, GEOMIL Ltda, Relatório Interno, 38 p.
- TAYLOR, S. R & McLENNAN, S. M. (1985) – The Continental Crust: its Composition and Evolution. Oxford, Blackweel, 365 p.
- UHLEIN, A. (1984) – Geologia e mineralizações de cromita e itabiritos da região de Serro (MG). Brasília, Universidade de Brasília, Tese de Mestrado, 189 p.
- UHLEIN, A., DOSSIN, I. A. & CHAVES, M. L. S. C. (1986) – Contribuição à geologia estrutural e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional, MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 3, p. 1191-1203.
- YAMAGUCHI, K. E., BAU, M. & OHMOTO, H. (2000) – Constraints from REEs on the processes and environments for Precambrian banded iron formations: reevaluation of the data and models. *Journal of Conference Abstracts*, 5, p. 1110.

THE SECONDARY PHOSPHATE MINERALS
FROM CONSELHEIRO PENA PEGMATITE
DISTRICT (MINAS GERAIS, BRAZIL):
SUBSTITUTIONS OF TRIPHYLITE AND MONTEBRASITE

OS FOSFATOS SECUNDÁRIOS DO DISTRITO
PEGMATÍTICO DE CONSELHEIRO
PENA (MINAS GERAIS, BRAZIL):
SUBSTITUIÇÕES DE TRIFILITA E MONTEBRASITA

R. Scholz¹, M. L. S. C. Chaves², F. M. Belotti³,
M. Cândido Filho⁴, L. A. D. Menezes Filho² & C. Silveira¹

Abstract – The Eastern Brazilian Pegmatite Province encompasses a region near 150,000km² large, mainly in the Minas Gerais State. In this context, the Conselheiro Pena pegmatite district in middle Doce River basin covers part of the Conselheiro Pena and Galiléia counties. Such district is inserted in the domains of Araçuai fold belt, developed in the eastern margin of the São Francisco craton during the Brasiliano orogenic cycle (630-490My); main regional rocks are proterozoic metasediments of the Rio Doce Group intruded by several granitic suites of Neoproterozoic to Cambrian ages. Pegmatite bodies generally display a complex zoning and diversified mineralogy, where their lithium minerals occur in two groups related to a montebrasite and triphylite primary mineralogy. Triphylite-bearing pegmatites developed secondary phosphates replacing partially/completely the triphylite-lithiophylite assemblage, comprising mainly iron and manganese phosphates, resulting in a complex mineralogical paragenesis that include sicklerite-ferrisickerite, heterosite-purpurite, frondelite-rockbrigeite, hureaulite, reddingite, barbosalite, gormanite, phosphosiderite-strengite, variscite, cyrilovite and vivianite. In relation to the montebrasite-rich pegmatites, the primary mineral occurs associated with

¹ Departamento de Geologia, Escola de Minas, UFOP, Ouro Preto, Brasil; r_scholz_br@yahoo.com

² Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, Brasil; mchaves@ufmg.br

³ Universidade Federal de Itajubá, Campus Itabira, Itabira, Brasil; fbelotti2004@yahoo.com.br

⁴ Departamento de Engenharia de Minas, Escola de Minas, UFOP, Ouro Preto, Brasil; mauro_engminas@hotmail.com

fluorapatite, hydroxylherderite, brazilianite, beryllonite, eosphorite, siderite, greinfeinstenite, zanzaziite, goyazite and crandalite. Other two types of secondary montebrasite also can be found in substitution bodies, showing lower-F content. Such pegmatite groups are mainly related to the Urucum granitic suite that composes the G2 granitic “supersuite”; they are distributed in a north-south trend around the Urucum pluton, in central portion of the district. The distribution of pegmatites of triphylite or montebrasite groups seems to be related to differentiation process, and can be used as a prospective guide for lithium minerals.

Keywords – Pegmatite; Triphylite; Montebrasite; Lithium

Resumo – A Província Pegmatítica Oriental Brasileira envolve uma extensa região com cerca de 150.000km², principalmente no estado de Minas Gerais. Nesse contexto, o Distrito Pegmatítico de Conselheiro Pena, no médio vale do Rio Doce, abrange parte dos municípios de Conselheiro Pena-Galiléia. Tal distrito encontra-se nos domínios da Faixa de Dobramentos Araçuaí, desenvolvida na margem leste do Cráton São Francisco no ciclo orogênico Brasileiro (630-490Ma). As principais rochas da região são metassedimentos proterozoicos do Grupo Rio Doce, intrudidos por diversas suítes graníticas de idades neoproterozoica/cambriana. Os corpos pegmatíticos geralmente possuem um zonamento complexo e uma mineralogia diversificada, onde os minerais de lítio ocorrem em dois grupos relacionados à presença de montebrasita ou trifilita como minerais primários. Os pegmatitos com trifilita desenvolveram fosfatos secundários substituindo parcial/totalmente a assembléia trifilita-litiofilita, compreendendo principalmente fosfatos de Fe/Mn, que resultou numa paragénese mineralógica complexa que inclui sicklerita-ferrisickerita, heterosita-purpurita, frondelita-rockbrigeita, hureaulita, reddingita, barbosalita, gormanita, fosfosiderita-strengita, variscita, cyrilovita e vivianita. Quanto aos pegmatitos com montebrasita, o mineral primário ocorre associado com fluorapatita, hydroxylherderita, brazilianita, beryllonita, eosforita, siderita, greinfeinstenita, zanzaziita, goiasita e crandalita. Outros dois tipos de montebrasita secundária, com baixo flúor, também são encontrados nos corpos de substituição. Tais grupos de pegmatitos estão principalmente relacionados à Suíte Granítica Urucum, que compõe a “supersuíte” granítica G2; eles ocorrem distribuídos num trend norte-sul, nos arredores do pluton Urucum, parte central do distrito. A distribuição dos pegmatitos dos grupos a trifilita ou a montebrasita é relacionada a processos de diferenciação, e pode ser utilizada como guia prospectivo para minerais de lítio.

Palavras-chave – Pegmatito; Trifilita; Montebrasita; Lítio

1 – Introduction

Triphylite-lithiophylite, amblygonite-montebrasite, spodumene and polyolithionite-trilithionite (lepidolite) are the dominant lithium minerals in granitic pegmatites. Lithium is an important and strategic mineral resource. In high technological material industry, it is used in aluminum-alloys for the aerospace equipments, in ceramics and lubricants. In the pharmaceuticals industry is an important issue in psycho-therapeutics medicaments

and, recently, with the environmental tendency to decrease the petroleum consume, it becomes as an essential issue in an increasing battery market.

The most important lithium world deposits are related to continental brines, especially which located in Bolivia (Salar de Uyuni), Chile (Salar de Atacama) and Argentina (Atacama Desert) and pegmatites (Australia). In Australia, the most important deposits are related to granitic pegmatites of New South Wales, especially associated to the phosphate amblygonite (LISHMUND, 1982). In Brazil, lithium minerals occur in pegmatites of the Borborema Pegmatite Province (BPP), in the Paraíba and Rio Grande do Norte states and in the Eastern Brazilian Pegmatite Province (EBP), in the east and northeast of Minas Gerais and minor proportions in Bahia, Espírito Santo and Rio de Janeiro states.

The only mine in activity in Brazil and responsible for 100% of the Brazilian production is the spodumene rich pegmatite of Cachoeira in Araçuaí county, North of Minas Gerais. With the perspective of improvement of the lithium consumption, others pegmatites will be targets of geological investigation, and other minerals in addition to spodumene will be applied to the lithium production.

The Eastern Brazilian Pegmatite Province (EBP) encompasses a very large region of about 150,000 km², from Bahia to Rio de Janeiro states, but more than 90% of its whole area is located in eastern Minas Gerais State. In such context, the Conselheiro Pena pegmatite district is located in the northeast portion of the Minas Gerais state, ca. 360 km from Belo Horizonte city (the state capital). It is inserted in the middle Doce River basin, covering part of the municipalities of Conselheiro Pena, Mendes Pimentel, Divino das Laranjeiras and Galiléia, including an area of about 5,000 km² (Fig. 1).

Pegmatites of EBP region were worldwide known in the 1940 decade, after the production of industrial minerals to supply the military industry during the Second World War, as well as gemological minerals and species for the collectors market. Particularly in the Conselheiro Pena district, also occur a large number of rare minerals, including minerals that were first described in the region. In Divino das Laranjeiras were described brazilianite, scorzalite and souzalite, in the Córrego Frio pegmatite (POUGH & HENDERSON, 1945; PECORA & FAHEY, 1949), atencioite (CHUKANOV *et al.*, 2006) and qingheiite-(Fe²⁺) (HATERT *et al.*, 2010). Matioliite was described from the Gentil Pegmatite, in Mendes Pimentel county by ATENCIO *et al.* (2006). In Galiléia were described barbosalite, faheyite, frondelite, lipscombite, moraesite, tavorite, arrojadite-(PbFe) and ruifrancoite from Sapucaia pegmatite, locally called “Lavra Proberil” (CASSEDANE & BATISTA, 1999; CHOPIN *et al.*, 2006; ATENCIO *et al.*, 2007); coutinhoite from Urucum pegmatite (ATENCIO *et al.*, 2004a); and lindbergite from Boca Rica pegmatite (ATENCIO *et al.*, 2004b).

Mineralogical studies published by CHAVES *et al.* (2005) and SCHOLZ *et al.* (2011) have classified the pegmatites from Conselheiro Pena Pegmatite District concerning their mineralogy with emphasis on lithium minerals. The lithium-rich pegmatites were divided based on the main primary lithium mineralogy.

The aims of this article are to establish a relation between the chemical composition of the primary phosphates triphylite and montebrasite and the secondary phosphate mineralogy in the pegmatites from Conselheiro Pena District. A second objective is to

determine the characteristic mineralogy and the relation to the primary mineralogy. This information can be applied to prepare a regional prospective guide for lithium-bearing pegmatites.

2 – Geological setting

The Conselheiro Pena pegmatite district is inserted in the domains of Araçuaí fold belt (ALMEIDA, 1977), that is a mobile belt developed in the eastern margin of the São Francisco craton during the Brasiliano orogenic cycle (630-490 My). Geologic units in this belt show structural direction north-south in Minas Gerais state, changing to east-west direction in southern Bahia state.

In the studied region mainly occur granitoid rocks of several suites, as Urucum and Palmital of Eocambrian to Paleozoic age, and Galileia of Neoproterozoic age (NALINI JR *et al.*, 2000), as well as gneiss, schist, quartzite, and calcsilicate rock of Neoproterozoic age, like the Tumiritinga and São Tomé formations, of Rio Doce Group (Fig. 1). The main regional structure seems to be a mega synclinorium that has basically north-south direction, where metasediments are found in syncline parts of this structure, while in adjacent anticline parts granitoid rocks occur. Ages of the pegmatite bodies are about 580 My (NALINI, 1997), and are related to granite G2 supersuite (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2001) intrusive in the metasediment units. They consist mostly of S-type peraluminous granites and minor metaluminous granites, generated during the syn-collisional stage of Araçuaí orogen.

The Conselheiro Pena district is one of the seven pegmatite districts that subdivide the EPB in Minas Gerais state. Granites and pegmatites were mainly emplaced along high-angle-dip strike-slip shear zones (NALINI, 1997). The important pegmatites are generally external bodies hosted by amphibolite facies rocks, like sillimanite-staurolite-garnet-mica schist with intercalations of calcsilicate rock, metagraywacke and quartzite of the São Tomé Formation. NETTO *et al.* (1998) reported mining activities in 205 pegmatites of the Conselheiro Pena district, many of them large (15 to 50 m thick) to very large (> 50 m thick) bodies.

Pegmatite bodies are tabular- or lens-shaped, and a few are irregular-shaped balloons. They generally display complex zoning and diversified mineralogy. The Conselheiro Pena district is characterized by remarkable phosphate assemblages, such as those of the Sapucaia pegmatite (LINDBERG & PECORA, 1958; CASSEDANNE, 1983), also including the famous brazilianite of the Córrego Frio area (POUGH & HENDERSON, 1945). Triphylite and montebrasite are the main primary phosphates that formed dozens of metasomatic and secondary phosphates, such as eosphorite, hureaulite, reddingite, variscite, vivianite and frondelite (CHAVES & SCHOLZ, 2008; SCHOLZ *et al.*, 2008).

In the past, this district was very important for the production of gem-quality tourmaline, morganite, aquamarine and kunzite, besides industrial minerals, such as microcline, albite, muscovite and beryl ore. Nowadays, these pegmatites are mined for industrial feldspar, mainly microcline, besides gemological, collection and rare minerals. The Fig. 1 shows the geological map of the region, including the locations of the triphylite and montebrasite-rich pegmatites.

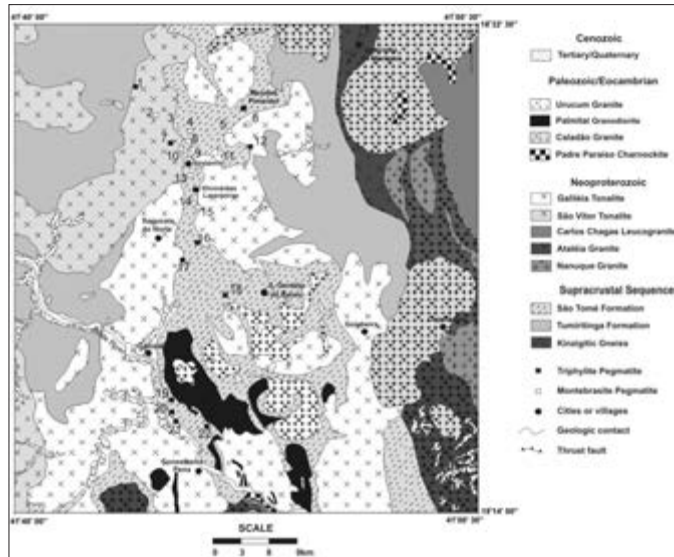


Fig. 1 – Geology and location of the triphylite and montebrasite rich pegmatites from Conselheiro Pena district (after NETTO *et al.*, 1998; SCHOLZ *et al.*, 2011). 1 – Pomarolli I, 2 – João Firmino, 3 – Córrego Frio, 4 – Almerindo (or Piano), 5 – Indaiá, 6 – Boa Esperança (João Bobim), 7 – Pomarolli II, 8 – Roberto, 9 – Osvaldo Perin, 10 – Pomarolli III, 11 – Jove Lauriano, 12 – Gentil, 13 – Evaldo or Matinha, 14 – Boa Esperança I, 15 – Boa Esperança II, 16 – Boca Rica, 17 – Sapucaia, 18 – Sapucaia Proberil, 19 Rogério II, 20 – Marcelo, 21 – Bode, 22 – Cigana (or Jocão).

3 – Analytical procedures

Phosphate minerals were collected systematically from different pegmatite bodies. The samples have been studied by three methods:

- 1 Powder X-ray diffraction (XRD) – in the first stage of research, the phosphate mineral assemblage was determinate. The samples were phase analyzed in a Shimadzu XRD-6000 diffractometer using FeK_{α} radiation and a graphite monochromater. The 2θ range between 5° and 70° was scanned at a speed of $0.5^{\circ}/\text{min}$.
- 2 Electron Microprobe Analysis – seven samples of brazilianite, five samples of montebrasite and four samples of triphylite were prepared in resin. These minerals were analyzed in the LMA (microanalysis laboratory) of the Physics Department of the Federal University of Minas Gerais, using a Jeol-jxa-8900R on WDS-mode electron microprobe equipped with four wavelength dispersive spectrometers, using an acceleration voltage of 15 kv and a beam current of 20 nA. The following standards were used: Al, An100; Fe and Mg, olivine; Mn, rhodonite; P and Ca, apatite Artimex; Na, albite; F, fluorite; and K, microcline;
- 3 Water content in the brazilianite was calculated from the losses of mass by thermogravimetric analysis carried out in the Magnesita S.A. laboratory. Water content in other minerals was calculated by stoichiometry.

4 – Phosphate mineralogy from the Conselheiro Pena pegmatite District

266

In relation to the pegmatite classification of CHAVES *et al.* (2005) and SCHOLZ *et al.* (2011) of the lithium pegmatites from Conselheiro Pena District, the two most representative groups are those related to montebrasite and triphylite primary mineralogy.

4.1 – Triphylite bearing pegmatites

The triphylite-rich pegmatites are hosted mainly in rocks of the São Tomé Formation and are mainly distributed in the central and south part of the area (Fig. 1), especially in the region around Galiléia and Conselheiro Pena. Pegmatites related to this group are poor in gem quality minerals, with rare occurrences of elbaite in the pegmatites Pomarolli I and II.

In the pegmatites of this group, secondary phosphates occurs replacing partially or completely the triphylite-lithiophilite assemblage. The mineralogy comprises several iron and manganese phosphates, resulting in a complex mineralogical paragenesis, that include sicklerite-ferrisickerite, lazulite-scorzalite, heterosite-purpurite, frondelite-rockbrigeite, hureaulite, reddingite, barbosalite, gormanite, phosphosiderite-strengite, variscite, cyrilovite, vivianite and metavivianite. Eosphorite, matioliite and fluorapatite are rare. Small amounts of secondary montebrasite also can be found (SCHNELLRATH *et al.*, 2010).

Chemical composition of two different triphylite crystals from Gentil and one lithiophilite from João (or Cigana) pegmatites are presented in Table 1. The chemical content of lazulite, phosphosiderite and matioliite samples from Gentil pegmatite are also shown.

The chemical data in triphylite shows a high content of Fe in samples from Gentil pegmatite and higher content of Mn in sample from Cigana pegmatite, with predominance of lithiophilite end member, what can be related to a higher degree of differentiation of Cigana pegmatite in relation to Gentil pegmatite.

In this group, miarolitic cavities are rare, usually smaller than 0.01m³. In the cavities, muscovite, quartz, albite and a large number of secondary phosphates such as lithiophilite, eosporite, gormanite and vivianite can be found Brazilianite is rare and was described in Gentil pegmatite associated with matioliite, crandalite and fluorapatite (CHAVES & SCHOLZ, 2008). A secondary montebrasite also occurs associated with greinfeinstenite and eosporite.

Table 1 – Chemical composition in wt% of triphylite and of some other minerals that compose the paragenesis in triphylite type pegmatites. (GE and OR – Gentil, JO – Cigana or João). Elements not analyzed are marked with (-).

Sample	Mineral Name	FeO	MnO	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MgO	Li ₂ O	H ₂ O	Total
GE-28	Triphylite	32.90	9.53	0.01	47.20	1.51	-	-	91.17
GE-21	Triphylite	32.26	9.43	0.00	47.90	1.47	-	-	91.11
JO-07	Lithiophilite	18.87	26.67	0.00	44.24	0.27	-	-	90.20
GE-23LA	Lazulite	1.79	0.00	30.91	48.51	11.78	0.00	5.96	99.00
GE-Fsid	Phosphosiderite	46.14	0.00	0.00	31.34	0.00	0.00	-	78.48
OR-01a	Matioliite	2.20	0.06	39.82	42,7	4.68	-	-	90.81

4.2 – Montebrasite bearing pegmatites

The montebrasite-rich pegmatites are hosted mainly in rocks of the São Tomé Formation. Pegmatites classified in this group are poor in gem quality minerals, with rare occurrences of elbaite in João Firmino and Matinha pegmatites. In this group of pegmatites, small amounts of triphylite and their secondary minerals also can be found as in Telório pegmatite.

Primary montebrasite occurs associated with fluorapatite, hydroxylherderite, brazilianite, beryllonite, eosphorite, siderite, greifensteinite, zanazziite, goyazite and crandalite. Other two types of secondary montebrasites also can be found in substitution bodies, and show lower fluorine content (SCHOLZ *et al.*, 2008) than the primary montebrasite, that shows fluorine content ranging 3.52% to 5.57% (Table 2); relevant cationic substitutions were not found. In this group of pegmatites, substitution bodies to late crystallization bodies are common, usually smaller than 0.1 m³, covered by secondary montebrasite, muscovite, quartz, albite and others secondary phosphates. This type of pegmatite is the most important source for brazilianite. Chemical data of montebrasites are presented in Table 2.

Table 2 – Chemical composition in wt% of montebrasite and the most common minerals that compose the paragenesis in montebrasite type pegmatites. (JF – João Firmino, JL – Jove Lauriano, CF – Córrego Frio, PO – Pomarolli, TE – Telório, RO – Roberto). Elements not analyzed are marked with (-). Elements calculated by stoichiometry (*).

Sample	Mineral Name	FeO	MnO	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Li ₂ O	F	H ₂ O	Total
JF-01b	Montebrasite	0.02	-	0.13	34.28	49.62	10.21*	3.86	-	96.52
JL-01b	Montebrasite	0.00	-	0.00	34.23	49.72	10.21*	3.52	-	96.27
CF-02	Montebrasite	0.00	-	0.00	34.35	50.16	10.21*	5.57	-	97.96
PO-01	Montebrasite	0.02	-	0.13	34.28	49.62	10.21*	4.91	-	97.33
CF-01	Brazilianite	0.02	-	7.17	43.15	40.95	-	-	8.92	100.22
TE-02	Brazilianite	0.09	-	7.09	43.22	40.86	-	-	8.42	99.68
RO-02	Eosphorite	10.40	18.38	0.01	23.56	31.93	-	-	-	85.09

5 – Concluding remarks

Two main groups of pegmatites with primary lithium minerals were indentified. The pegmatites related to the triphylite type are mainly distributed in the central and southern part of the Conselheiro Pena district. Secondary phosphates that occur associated to the triphylite are Fe and Mn rich and the most common are purpurite, hureaulite, reddingite, frondelite, phosphosiderite, gormanite and vivianite.

Main occurrences of montebrasite-rich pegmatites are located in the north portion of this region, near the locality of Linópolis. The most important mines are Córrego Frio, Telório and João Firmino pegmatites. Brazilianite occurs associated with other secondary phosphates, including fluorapatite, beryllonite, secondary montebrasite, hydroxylherderite, eosphorite, and rare, greifensteinite, zanazziite, matioliite, gormanite, goyazite and crandalite.

Such pegmatites are mainly related to the Urucum suite that compose G2 granitic supersuite. These pegmatites are distributed in north-south trend around the Urucum pluton, located in central portion of the district. The distribution of pegmatites of triphylite and montebrasite types seems to be related to differentiation process. Pegmatites with montebrasite are important source of lithium, and in this work, the definition of two different areas with montebrasite at north and triphylite at south, can be used as a prospective guide.

Acknowledgements – We are indebted to the FAPEMIG (Foundation of Support to the Researcher Development of the Minas Gerais State – Process EDT-2244/5), and to the federal institution CNPq (Brasília), by the research grant to one of authors (MLSCC). R. Scholz is grateful to FAPEMIG grant No. CRA – APQ-03998-10 and to MCT/CT-Mineral/VALE/CNPq – Project CORGEMA II grant No. 550319/2010-7. M. Cândido Filho thanks to CNPq/PIBIC/UFOP and C. Silveira thanks to CNPq/PIBIT/UFOP.

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. (1977) – O Craton do São Francisco. *Revista Brasileira Geociências*, 7, p. 349-364.
- ATENCIO, D., CARVALHO, F. M. S. & MATIOLI, P. A. (2004a) – Coutinhoite, a new thorium uranyl silicate hydrate, from Urucum mine, Galiléia, Minas Gerais, Brazil. *American Mineralogist*, 89, p. 721-724.
- ATENCIO, D., COUTINHO, J. M. V., GRAESER, S., MATIOLI, P. A. & MENEZES FILHO, L. A. D. (2004b) – Lindbergite, a new manganese oxalate dihydrate from Boca Rica mine, Galiléia, Minas Gerais, Brazil, and Parsettens, Oberhalbstein, Switzerland. *American Mineralogist*, 89, p. 1087-1091.
- ATENCIO, D., COUTINHO, J. M. V., MASCARENHAS, Y. P. & ELLENA, J. A. (2006) – Matioliite, the Mg-analog of burangaite, from Gentil mine, Mendes Pimentel, Minas Gerais, Brazil, and other occurrences. *American Mineralogist*, 91, p. 1932-1936.
- ATENCIO, D., CHUKANOV, N. V., COUTINHO, J. M. V., MENEZES FILHO, L. A. D., DUBINCHUK, V. T. & MÖCKEL, S. (2007) – Ruifrancoite, a new Fe³⁺ dominant monoclinic member of the roscherite group from Galiléia, Minas Gerais, Brazil. *Canadian Mineralogist*, 45, p. 1263-1273.
- CASSEDANNE, J. P. (1983) – Famous mineral localities: the Córrego Frio mine and vicinity, Minas Gerais, Brazil. *Mineralogical Record*, 14, p. 227-237.
- CASSEDANNE, J. P. & BAPTISTA, A. (1999) – Famous mineral localities: the Sapucaia pegmatite, Minas Gerais, Brazil. *Mineralogical Record*, 30, p. 347-360.
- CHAVES, M. L. S. C., SCHOLZ, R., ATENCIO, D. & KARFUNKEL, J. (2005) – Assembléias e paragêneses minerais singulares nos pegmatitos da região de Galiléia (Minas Gerais). *Geociências*, 24, p. 143-161.
- CHAVES, M. L. S. C. & SCHOLZ, R. (2008) – Pegmatito Gentil (Mendes Pimentel, MG) e suas paragêneses mineralógicas de fosfatos raros. *Revista Escola de Minas*, 61, p. 125-134.
- CHOPIN, C., OBERTI, R. & CÂMARA, F. (2006) – The arrojadite enigma: II. Compositional space, new members and nomenclature of the group. *American Mineralogist*, 91, p. 1260-1270.
- CHUKANOV, N. V., RASTSVETAJEVA, R. K., MÖCKEL, S. T., ZADOV, A. E. & LEVITSKAYA, L. A. (2006) – The roscherite group and its new representative member atencioite, Ca₂Fe³⁺□Mg₂(Fe²⁺)₂Be₄(PO₄)₆(OH)₄•6H₂O. *New Data on Minerals*, 41, p. 18-25.

- HATERT, F., BAIJOT, M., PHILIPPO, S. & WOUTERS, J. (2010) – Qingheite- Fe^{2+} , $\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}\text{MgAl}(\text{PO}_4)_3$, a new phosphate from Sebastiao Cristino pegmatite, Minas Gerais, Brazil. *European Journal of Mineralogy*, 22, p. 459-467.
- LINDBERG, M. L. & PECORA, W. T. (1958) – Tavorite and barbosalite, two new phosphate minerals from Minas Gerais, Brazil. *American Mineralogist*, 40, p. 952-966.
- LISHMUND, S. R. (1982) – Non-metallic and tin deposits of the Broken Hill district. *Geological Survey of New South Wales, Bulletin* 28.
- NALINI Jr., H. A. (1997) – Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la region de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil). Saint Etienne, These de Docteur, Ecole Nationale Superieure des Mines de Saint Etienne, 237p.
- NALINI Jr., H. A., BILAL, E., PAQUETTE, J. L., PIN, C. & MACHADO, R. (2000) – Geochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoides neoproterozoïques des suites Galiléia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Comptes Rendus de L'Academie des Sciences, Serie II Fascicule A-Sciences de la Terre et des Planetes*, 331, p. 459-466.
- NETTO, C., ARAUJO, M. C., PINTO, C. P. & DRUMOND, J. B. V. (1998) – Projeto Leste – Província Pegmatítica Oriental. Belo Horizonte, CPRM, 223 p.
- PECORA, W. T. & FAHEY, J. J. (1949) – The Córrego Frio pegmatite, Minas Gerais: scorzalite and souzalite, two new phosphate minerals. *American Mineralogist*, 34, p. 83-93.
- PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., WIEDMANN, C. M. & PINTO, C. P. (2001) – The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110, p. 307-323.
- POUGH, F. H. & HENDERSON, E. P. (1945) – Brazilianite, a new phosphate mineral. *American Mineralogist*, 30, p. 572-582.
- SCHNELLRATH, J., SCHOLZ, R., KRAMBROCK, K., MILISENDA, C. C. & EPAMINONDAS, A. M. F. (2010) – Montebrasit in Edelsteinqualität: ein seltener fund aus Brasilien. *Gemmologie*, 59, p. 87-94.
- SCHOLZ, R., KARFUNKEL, J., BERMANEC, V., da COSTA, G. M., HORN, A. H., CRUZ SOUZA, L. A. & BILAL, E. (2008) – Amblygonite-montebrasite from Divino das Laranjeiras Mendes Pimentel pegmatitic swarm, Minas Gerais, Brasil. II. Mineralogy. *Romanian Journal of Mineral Deposits*, 83, p. 135-139.
- SCHOLZ, R., CHAVES, M. L. S. C. & KRAMBROCK, K. (2011) – Mineralogy of the lithium bearing pegmatites from the Conselheiro Pena Pegmatite District (Minas Gerais, Brazil). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Seccion B*, 14, p. 193-195.

(Página deixada propositadamente em branco)

PANORÂMICA SOBRE A ESTRUTURA, MINERALOGIA E RECURSOS DOS PEGMATITOS DO LICUNGO EM MOÇAMBIQUE

AN OVERVIEW ON STRUCTURE, MINERALOGY AND RESOURCES OF LICUNGO PEGMATITES (MOZAMBIQUE)

M. Moiana^{1,2}, C. A. L. Gomes¹ & P. Dias¹

Resumo – A mineralogia e a distribuição dos recursos base e reservas do Campo Pegmatítico do Licungo está condicionada, principalmente, a alguns lineamentos estruturais de 1ª ordem, de orientação NNE-SSW e NNW-SSE. Estas mega-estruturas acolheram a instalação, no norte, de corpos pegmatíticos de grandes dimensões (> 3 m de possança e > 30 m de extensão), onde a fracionamento permitiu a individualização de unidades primárias internas e texturas gráficas na bordadura. Em contrapartida, as estruturas de cisalhamento, provavelmente tardias, no sul, induziram a abertura de menores caixas filoneanas e a instalação de corpos pegmatíticos de pequenas dimensões (0,25 a 1,20 m de possança e 10-30 m de extensão), com zonas internas menos volumosas mas maior apetência para a ocorrência de berilos da variedade água-marinha, graças à maior capacidade de troca de constituintes entre as rochas encaixantes meta-ultramáficas e os pequenos corpos pegmatíticos.

Palavras-chave – Licungo; Pegmatito; Zonalidade; Deformação

Abstract – Mineralogy and distribution of base resources and potential reserves in Licungo Pegmatite Field is mainly related to the position of 1st order structural alignments NNE-SSW and NNW-SSE. These mega-structures allowed the intrusion of major pegmatite bodies (> 3 m in thickness and > 30 m in length) at the northern sector. Here, paragenetic fractionation was favourable to the individualization of inner primary units and graphic pegmatite at the border. At the southern sector shear-related dilations were probably responsible for the appearance of small pegmatite bodies (0.25-1.20 m in thickness and 10-30 m in length) containing thinner primary zones, but with higher content of aquamarine beryl, which might be explained

¹ CIG-R, Universidade do Minho, Portugal; moiana2000@yahoo.com.br

² Museu Nacional de Geologia, Moçambique; caal.gomes@gmail.com

by ion exchanges between meta-ultramafic country rocks and small pegmatite bodies, during early emplacement.

Keywords – *Licungo; Pegmatite; Zoning; Deformation*

1 – Introdução

O Campo Pegmatítico do Licungo (CPL) está localizado na Província da Zambézia, na região centro de Moçambique. Inclui-se na divisão de Primeira Ordem, Província Pegmatítica Zambeziana e limita a Sul a Cintura Pegmatítica de Monapo-Mocuba.

Vários destes corpos pegmatíticos estão bem expostos em antigos trabalhos de exploração de berilo e Nb-tantalatos e também em trabalhos de pesquisa atuais. Foram objeto de análise estrutural e paragenética os pegmatitos Ígaro (Ig), Vila Maior (VM), Mugulama (Mg), Careca (Cc), Bismuto (Bi), Murribane (Mb), Virgínia (Vg), Scheelite (Sc), Melatube (Mt), Azul Mais (Az) e Lugela (Lg) localizados na fig. 1.

2 – Enquadramento estrutural e assinaturas de filiação

O CPL constitui parte integrante da Cintura Pegmatítica Monapo-Mocuba, com uma tendência geral de alinhamento NNE-SSW. Os lineamentos da Cintura Pegmatítica são concordantes com aqueles que estruturam o complexo orogénico referido como Cinturão Moçambicano (1100-850 Ma), em cuja cartografia predominam produtos de metamorfismo regional, como gnaisses, migmatitos, granulitos e anfíbolitos de idade Proterozoica. O Cinturão Moçambicano ocupa em especial a porção Ocidental da Cintura Pegmatítica, podendo constituir a raiz mais proximal dos terrenos mais alóctones que se expandem para Este, onde se encontram, na sua maioria, os corpos pegmatíticos mais evoluídos.

Em geral, os pegmatitos incluem-se na classe de elementos raros, que mostram uma variação espacial de tendências especialização metalogénica, isto é, um carácter NYF envolvente e proximal a Norte, Oeste e Sul, e um carácter LCT mais marcado no centro e na propagação para Este (Fig. 1).

O CPL, em geral, é caracterizado pela ocorrência de pegmatitos de tipo NYF com berilo, contendo minerais típicos desta filiação, como sejam: Nb-tantalatos ricos em molécula columbítica, xenotima, monazite, algum topázio, e ainda, amazonites pertíticas sujeitas a enrubescimento (episenitização incipiente) e rara epidotização. A assinatura potássica é muito marcada – predominância da microclina na fase feldspática. Provavelmente esta assinatura relaciona-se com uma ascendência alcalina relativamente a granitos de tipo A, com morfologia em “stock” ou “plug”, que afloram nas proximidades e a Este, em Erhabo. Observam-se, localmente e a Oeste, em Pompisco, algumas raras interposições de tendências evolutivas para uma assinatura LCT incipiente. Também no Norte (Mao-loa) e no centro (Vila Maior), se observa uma tendência deste tipo, ainda mais incipiente, expressa em micas zinwaldíticas.

O segmento Alto Ligonha – Alto Molócue, localizado na região central da Cintura Pegmatítica, exhibe um carácter LCT muito marcado, correspondente às subclasses variadas

com lepidolite, espodumena e elbaite (NEIVA & GOMES, 2011). Os pegmatitos mais conhecidos de Marropino, Morrua, Muiane e Naipa, onde se verifica atividade extrativa dedicada a Nb-tantalatos ricos em molécula tantalítica e gemas variadas, são exemplos claros desta linhagem.

Os pegmatitos de Monapo, inseridos no Distrito Pegmatítico Nampuliano, no extremo norte da referida cintura pegmatítica, de carácter NYF, têm uma dispersão que chega à costa marítima e, tal como em Mocuba, apresentam amazonite, columbite>tantalite e berilos azuis.

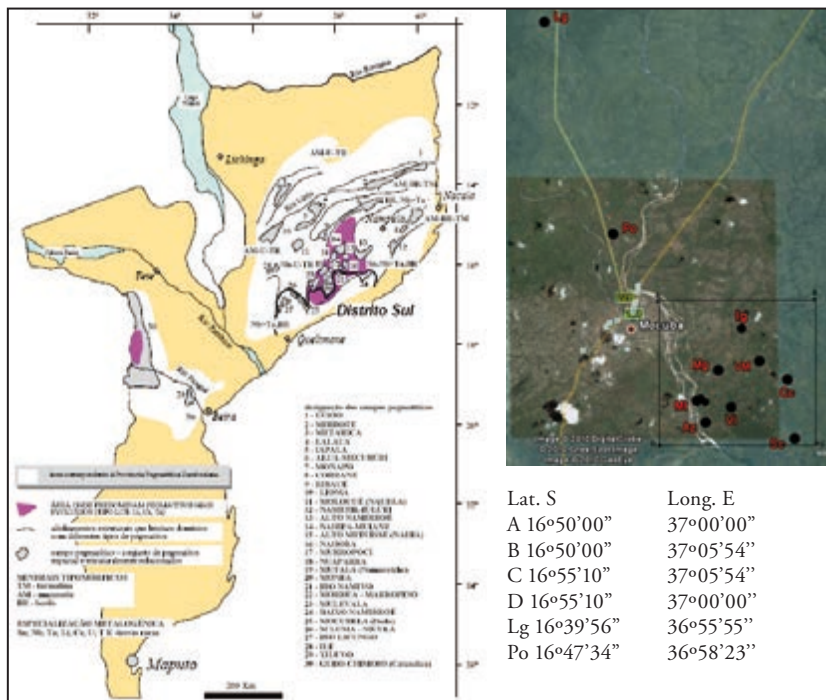


Fig.1 – Localização geográfica do CPL (27 – Rio Licungo) e zonografia das especializações metalogénicas dos pegmatitos da Província Zambeziana. Nota: os símbolos dos pegmatitos da imagem Googlearth estão explicados no texto.

No CPL – Domínio Norte, os alinhamentos estruturais NNE-SSW e NNW-SSE acolheram pegmatitos de grandes dimensões, tais como Ígaro, Mugulama e Vila Maior, com geometria sub-horizontal ou subvertical, condicionada por ruturas associadas à tectónica tangencial precoce e cavalgamentos sobre o Complexo de Nampula. Estes pegmatitos são atravessados pela superfície Sn+2, visível, também, nas rochas encaixantes.

A instalação de corpos pegmatíticos de pequenas dimensões, como Careca, Bismuto, Murribane, Virgínia, Scheelite, Melatube e Azul Mais está associada à tectónica tangencial tardia (DIAS *et al.*, 2008), de tendência WNW-SE e ENE-WSW, que provocou a reativação dos acidentes regionais NNE-SSW e NNW-SSE e “boudinage” mais frequentes no Domínio Sul.

3 – Estrutura interna e tipologia dos pegmatitos

274

Independentemente da sua dimensão, a estrutura interna dos pegmatitos do Licungo é muito simples e persistente. Caracteriza-se pela existência de bordos espessos de pegmatito gráfico, zonas intermédias ricas em pertite e núcleos de quartzo volumosos. Trata-se de pegmatitos com morfologia lenticular a tabular (Fig. 2), de orientação NW-SE a NNW-SSE para o caso dos corpos Mugulama, Melatube, Vila Maior, Murribane e Azul Mais, e NNE-SSW para Vila Maior e Careca.

Os corpos Vila Maior, Melatube e Lugela são os mais representativos e, por isso, são descritos, de forma mais pormenorizada, em seguida.

3.1 – Vila Maior

O pegmatito de Vila Maior está limitado a sul por um carreamento de muito baixo ângulo, com direção predominante WSW-ENE, o qual, provavelmente, condicionou a intrusão pegmatítica. O pegmatito é zonado, destacando-se a presença de uma grande massa com textura gráfica na zona de bordadura, onde se individualizam alguns gigafeldspatos intercrescidos com biotite. Existe uma zona intermédia, onde predomina a microclina pertítica, e o núcleo de quartzo é volumoso, possuindo ocasionais cavidades miarolíticas parcialmente preenchidas por feldspatos automórficos, cristais de quartzo e argilas.

As rochas encaixantes, a N do carreamento principal, são gneissico-anfibólicas ou anfibolíticas bandadas. A sul predominam os paragneisses com magnetite.

Ocorrem alguns corpos satélites, com ligeiras variações paragenéticas, como por exemplo o corpo situado a cerca de 150 m para NE, fortemente meteorizado, que inclui paragénese mais evoluídas com quartzo ± micas de Li ± albite e, localmente, columbite e berilo amarelo (associado a minerais metamórficos).

As unidades de substituição mais frequentes são faixas greisenosas, com moscovite por vezes grosseira, apresentando uma localização controlada por estruturas frágeis sobrepostas (DIAS & GOMES, 2006).

3.2 – Melatube

O pegmatito de Melatube tem uma morfologia em rosário composta por “boudins” orientados segundo o azimute WNW-ESE, subconcordante com a foliação regional NW-SE, a mais penetrativa da evolução tectono-metamórfica verificada entre os eventos tardi-Kibariano e Panafricano (DIAS *et al.*, 2008). Os “boudins” individuais são zonados, com bordaduras espessas de pegmatito gráfico com biotite e granada, zona intermédia com blocos de pertite, muito raramente amazonítica, e núcleos de quartzo maciços.

Nas proximidades, os corpos Murribane e Virginia apresentam alteração pós-magmática expressa por argilização e metassomatismo dos feldspatos (epissienitização e presença de feldspatos rubros cavernosos), que contrasta com a moscovitização e albitização com minerais acessórios de Bi, Nb e Ta que são mais típicos de Melatube. Mais para E, um corpo de pequenas dimensões, o pegmatito Vieira, encontra-se dobrado em dúctil de

forma concordante com o último episódio dos dobramentos polifásicos que se observam nos gnaisses e migmatitos encaixantes.

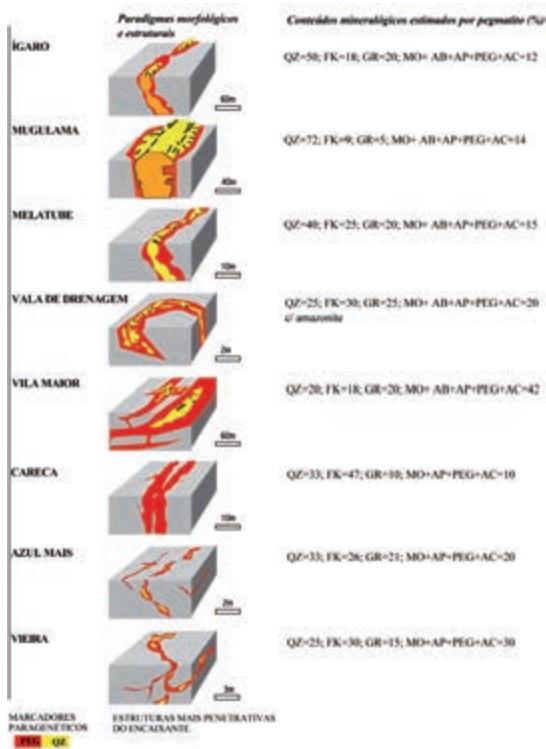


Fig. 2 – Modelos morfológicos e estruturais dos tipos paradigmáticos de pegmatitos do Licungo.
 FK – feldspato potássico; GR – granada; MO – moscovite; AP – fácies aplítica; PEG – fácies pegmatítica;
 AB – albite; QZ – quartzo; AC – acessórios incluindo minérios e gemas (GOMES, 2009).

3.3 – Lugela

Os pegmatitos de Lugela têm grandes dimensões e mostram uma grande variação espacial das suas paragéneses representativas. Na localidade tipo, Pompisco, ocorrem corpos com grandes núcleos de quartzo, frequentemente hialino, que transita lateralmente para quartzo róseo. Nas zonas intermédias ocorre a associação feldspato-K+quartzo+lepidolite e a bordadura é marcada pela textura gráfica.

No mesmo conjunto inclui-se o pegmatito de Munhamade, lenticular e com orientação NW-SE, instalado em rochas encaixantes ortognaissicas. Tem zonamento indistinto, mas apresenta uma unidade feldspática espessa (>2 m), que transita lateralmente para uma associação quartzo+microclina ± biotite. Destaca-se a ocorrência de gigacristais (> 140 kg) muito fracturados de berilo nas frentes de transição entre feldspato e quartzo tendencialmente hialino o qual, localmente, se torna ametista.

4 – Recursos base

276

A valorização dos recursos disponíveis no CPL poderá passar pelo planeamento da exploração integral das reservas de quartzo e feldspato de qualidade cerâmica presentes em todos os corpos pegmatíticos, apurando, como subprodutos, os nióbio-tantalatos e as gemas, em especial, as águas marinhas.

Assim, podem considerar-se viáveis as seguintes categorias de matérias-primas minerais:

1. *águas-marinhas* – a sua qualidade (transparência e dimensão) e a intensidade da cor azul estão condicionadas à posição estrutural dos pegmatitos; localmente associados, ocorrem o heliodoro, almandina e espessartite e aparecem indícios de fenacite, euclase e crisoberilo (GOMES, 2009);
2. *minérios* – nióbio-tantalatos são comuns em Ígaro e Vila Maior, estando associados a mineralizações de Ti, Y, Terras Raras, U e Th (DIAS & GOMES, 2006) e magnetite, tanto nos pegmatitos, como em depósitos de tipo placer, proximais;
3. *minerais industriais* – além do quartzo e feldspatos, minerais industriais mais comuns, é de se considerar o eventual aproveitamento de berilo industrial. GOMES (2009) refere-se à possibilidade de aproveitamento de recursos de pegmatito gráfico.

Na tabela 1 apresentam-se as mineralizações típicas e acessórias de alguns corpos pegmatíticos estudados em Licungo (DIAS & GOMES, 2006).

Tabela 1 – Quadro resumo da mineralização de alguns pegmatitos do Licungo (DIAS & GOMES, 2006).

Ocorrências	Minerais essenciais e mineralizações típicas	Minerais acessórios e variedades raras de minerais essenciais
Vila Maior	Quartzo > pertite > albite, berilo industrial	Monazite, xenotíma, brabantite, samarskyte, betafite, alanite, fersmite, fergusonite, aeschynite, wodginite, rynnersonite, columbite – tantalite, Ti – ixiolite, pirocloro, U, Pb – microlite, cheralite, amazonite.
Mugulama	Quartzo >> pertite > albite, berilo	Magnetite, ilmenite, rútilo, granada (Mn-almandina), quartzo óptico.
Ígaro	Quartzo > pertite >> albite, berilo industrial e gema	Columbite-tantalite, euxenite-policrase, monazite, cheralite, ilmenite e bismutite, F-apatite, amazonite.
Melatube	Quartzo > pertite >> albite, berilo azul escuro, bismutinite, molibdenite e bismutite	Água marinha, struverite, tantalite, microlite, Fe-columbite, monazite, xenotíma, F-apatite, alanite, fenakite, bertrandite, “sunstone”.
Murribane	Quartzo < microclina << albite, magnetite	Cheralite, monazite, xenotíma, ilmenite, rútilo, granada, pistacite.
Bismuto	Quartzo < pertite > albite, bismutite	Berilo, cheralite, monazite, xenotíma, ilmenite, ilmenorútilo, columbo-tantalite.
Vieira	Quartzo > pertite >> albite, berilo azul escuro gema	Zircão, monazite, xenotíma, ilmenite, rútilo.
Azul Mais	Quartzo > pertite >> albite, berilo azul escuro gema	Zircão, monazite, xenotíma.
Careca	Quartzo << pertite >> albite	Euclase
Lugela	Quartzo > feldspato >> albite, berilo industrial	Ilmenite, “schorl”.

5 – Considerações finais

O CPL enquadra-se no extremo sul da cintura pegmatítica Monapo-Mocuba, estabelecida segundo lineamentos regionais NNE-SSW, análogos aos eixos de afloramento das intrusões graníticas Pan-Africanas e lineamentos do Cinturão Moçambicano.

Os pegmatitos correspondem à linhagem NYF e foram provavelmente diferenciados a partir de um magma granítico de tendência alcalina, cujas fácies representativas afloram a este do CPL na região de Ethabo.

A evolução tectónica regional facultou a instalação de corpos pegmatíticos de grandes dimensões no Setor N do CPL em relação com carreamentos e ruturas distensivas de baixo ângulo – aqui é possível individualizar reservas de feldspatos e quartzo com apetência vitro-cerâmica. Em contrapartida, cisalhamentos tardios ligados a deslocamento transcorrente no Setor Sul, induziram a abertura de pequenas caixas filoneanas e a instalação de corpos pegmatíticos de pequenas dimensões, contendo unidades internas menos possantes mas maior apetência para a produção de águas-marinhas de cor intensa, graças à maior capacidade de troca de constituintes entre as rochas encaixantes e os pegmatitos de menores dimensões.

Agradecimentos – O presente trabalho recebeu apoio da Fundação Calouste Gulbenkian, através de uma bolsa de doutoramento (P-119860 (M)), e do Museu Nacional de Geologia de Moçambique para a realização dos trabalhos de campo.

Referências Bibliográficas

- DIAS, P. A. & GOMES, C. A. L. (2006) – Reconhecimento Geológico e Cartografia do Sítio Mineiro Vila Maior (Mocuba, Moçambique) – Aplicação da Mineralometria ao Cálculo de Reservas de Concentrados de Nb-Ta – Relatório inédito para grupo de empresas SOMIPE & SOMINA, 11 p.
- DIAS, P. A., GOMES, C. A. L. & MARQUES, J. (2008) – Caracterização estrutural e paragenética do Campo Pegmatítico do Licungo (Mocuba, Moçambique) – Identificação de recursos base Associados. 5º Congresso Luso-Moçambicano de Engenharia//2º Congresso de Engenharia de Moçambique, 6 p.
- GOMES, C. A. (2009) – Reavaliação dos Recursos de Materiais Cerâmicos Pegmatíticos na Área de Influência do Campo Pegmatítico do Licungo, Zambézia, Moçambique. Relatório inédito elaborado no âmbito do protocolo de cooperação entre CIG-R (Universidade do Minho, Portugal) e AGS (Prospecção e Pesquisa Mineral – Mocuba, Moçambique), 8p.
- NEIVA, A. M. R. & GOMES, C. A. L. (2011) – Tourmaline-group minerals in the Naipa Li-Cs-Ta granitic pegmatite group, Mozambique: tracers of magmatic to postmagmatic evolution trends N. Jb. Miner. Abh. 189/1, p. 1–20.

(Página deixada propositadamente em branco)

FATORES DE AQUISIÇÃO E MANUTENÇÃO DA QUALIDADE
GEMOLÓGICA DOS BERILOS DOS PEGMATITOS DO LICUNGO
(ZAMBÉZIA, MOÇAMBIQUE)

CONDITIONS FOR GENERATION AND PERSISTENCE
OF GEM-BERYL IN LICUNGO PEGMATITES
(ZAMBEZIA, MOZAMBIQUE)

M. Moiana^{1,2}, C. A. L. Gomes¹ & P. A. Dias¹

Resumo – No Campo Pegmatítico do Licungo ocorrem berilos azuis que atingem qualidade gemológica como cristais euédricos pequenos ($c < 8$ cm e $a < 1,5$ cm) no Domínio Estrutural Sul (em Azul Mais) e como porções nodulares anédricas (10-15 mm de diâmetro; > 2 g) no interior de gigacristais no Domínio Estrutural Norte (Ígaro e Vila Maior). Em ambos os casos, trata-se de águas-marinhas primárias, com altos teores de Fe transferido a partir de rochas meta-ultramáficas encaixantes e altos teores de álcalis preservados perante eventos deformacionais e hidrotermais posteriores.

Palavras-chaves – Pegmatito; Berilo; Água-marinha; Substituição iónica

Abstract – At the Licungo Pegmatitic Field, blue beryl gemstones occur as small euedric crystals ($c < 8$ cm and $a < 1,5$ cm) in the Southern Structural Domain as well as augen anedric fragments (10-15 mm diameter; > 2 g) inside large beryl crystals in the Northern Structural Domain. In both domains, the crystals are primary aquamarines with high Fe content transferred from meta-ultramafic country rocks and high alkali content. The contents of Fe and alkali were preserved even during the deformation and hydrothermal fluids interaction.

Keywords – Pegmatite; Beryl; Aquamarine; Ionic replacement

¹ CIG-R, Universidade do Minho, Portugal; moiana2000@yahoo.com.br

² Museu Nacional de Geologia, Moçambique

1 – Introdução

O Campo Pegmatítico do Licungo (CPL) é uma importante fonte de matérias-primas pela sua diversidade mineralógica, que inclui recursos a base de feldspatos pertíticos e quartzo para a aplicação em cerâmica, quartzo ótico, berilo, minérios metálicos e gemas. Os berilos encontram-se distribuídos ao longo de todo o CPL, principalmente os de cor azul, que em alguns casos atingem um azul intenso próprio das águas-marinhas designadas *true-blue* (MOIANA, 2010). É na perspectiva de encontrar guias geoquímicos e estruturais que conduzam à localização de *gemsboots* (das águas-marinhas) que se elaborou o presente trabalho. Especificamente procura-se:

- identificar a gênese da coloração azul das águas-marinhas do Licungo;
- identificar os fatores responsáveis pela persistência após a gênese das características gemológicas;
- estabelecer a diversidade dos corpos ou zonas pegmatíticas que podem ser portadores das águas-marinhas.

2 – Metodologia

Amostras de berilo, colhidas em corpos pegmatíticos expostos em trabalhos de pesquisa e prospeção, foram sujeitas a preparação para análise química. Obtiveram-se secções polidas de berilos que foram analisadas em microsonda eletrónica (ME) JEOL, modelo JXA 8500-F, disponível no Laboratório Nacional de Energia e Geologia de Portugal (LNEG). A microsonda está equipada com 5 espectrómetros de dispersão de comprimentos de onda e 1 de dispersão de energia, e as análises foram efetuadas a 15 kV, 10 a 30 μ A, sendo o diâmetro do feixe de 2 μ m. Os tempos de contagem para os picos significativos de cada elemento foram de 20 s. Os resultados da ME, em % do peso, foram convertidos em Átomos por Fórmula Unitária (apfu).

3 – Enquadramento geológico e estrutural

O CPL localiza-se no Distrito de Mocuba, Província da Zambézia, na região central de Moçambique. No Domínio do Licungo foram objetos de investigação os corpos pegmatíticos situados na margem oriental do Rio Licungo, designadamente o Ígaro (Ig), Vila Maior (VM), Mugulama (Mg), Careca (Cc), Bismuto (Bi), Murribane (Mb), Virgínia (Vg), Scheelite (Sc), Melatube (Mt) e Azul Mais (Az) (Fig. 1). Foi, ainda, objeto de análise, um corpo pegmatítico do Domínio Lugela (Lg), situado a 25 km a NW do Ígaro.

Os corpos pegmatíticos estão implantados em rochas metamórficas, metassedimentares a metavulcânicas, desde félsicas a básicas, de idade Proterozoica, que se relacionam com um evento geotectónico de larga escala, expresso na Cadeia Moçambicana. Nestas condições, a natureza das rochas regionais deve ter desempenhado um papel determinante na troca de constituintes por metassomatismo, levando à formação de fases minerais e associações paragenéticas características, tanto na encaixante, como no interior dos pegmatitos.

No CPL predominam rochas encaixantes tais como gnaisses graníticos, gnaisses anfíbólicos a anfibolitos e gnaisses metassedimentares psamíticos a pelíticos (Fig. 1), afetadas pela deformação regional que facultou o aparecimento dos espaços dilatacionais, os quais posteriormente acolheram os pegmatitos.

As estruturas que expressam a deformação organizam-se em domínios diferenciados (Fig. 2):

3.1 – Domínio Estrutural Norte

Destacam-se alinhamentos estruturais NNE-SSW e NNW-SSE, provavelmente de idade Pan-Africana que acolheram pegmatitos de grandes dimensões, com geometria subhorizontal ou subvertical nas ruturas associadas aos cavalgamentos. Os pegmatitos são atravessados pela superfície Sn+2 que se observa nas rochas encaixantes. Estão identificados neste domínio três grandes corpos pegmatíticos – Vila Maior, Ígaro e Mugulama – com uma estrutura interna muito simples, mostrando bordos espessos de pegmatito gráfico, zonas intermédias pouco possantes com pertite e núcleos de quartzo volumosos. Os berilos dispõem-se ao longo das frentes de transição, entre a zona intermédia e o núcleo de quartzo, irradiando daí para o interior do núcleo. Os berilos azuis-gemas ocorrem como nódulos anédricos localizados no interior dos cristais de berilo de maiores dimensões em Vila Maior, Ígaro e Mugulama, e em gigacristais de berilo do Lugela.

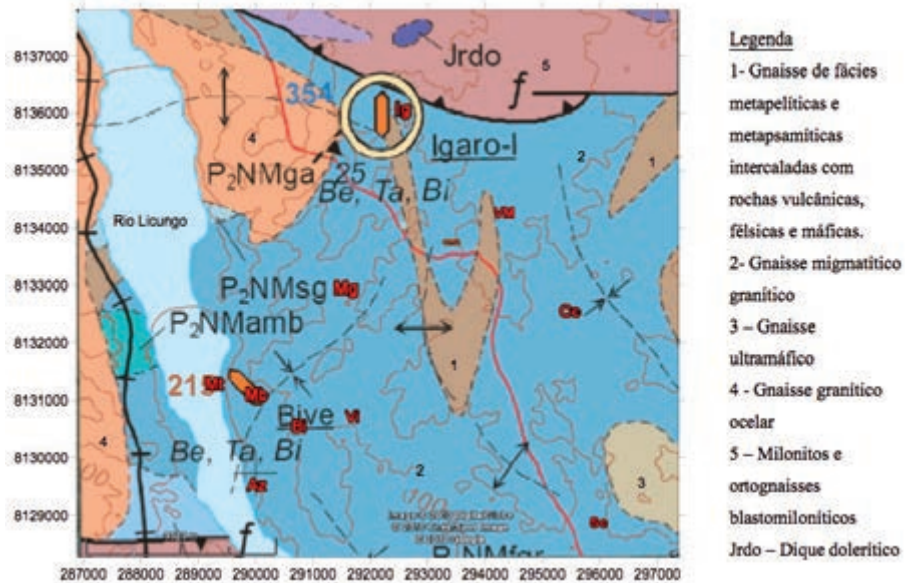


Fig. 1 – Carta geológica da área em estudo. Extrato da folha 1637 à escala 1:250000, de Errego (Direcção Nacional de Geologia, Moçambique).
Símbolos de localidades descritos no texto.

3.2 – Domínio Estrutural Sul

282

No Domínio Sul, os pegmatitos situados na faixa Melatube-Vieira e zonas periféricas são tardios. As estruturas que acolheram estes pegmatitos induziram uma pequena espessura de caixas filonianas, um número muito grande de pequenos corpos individualizados e uma assinalável apetência à mineralização em água-marinha.

O Domínio Sul é condicionado pelo corredor de cisalhamento sinistrogiro Melatube-Vieira, que trunca a Sul a imbricação de mantos e dobras típicas do Domínio Norte. Os pegmatitos situam-se em sítios distensivos definidos em corredores de cisalhamento NNE-SSW estabelecidos em Dn+1 e, muito em especial, no cruzamento com o corredor Melatube-Vieira (NNW-SSE). Os filões são afetados em Dn+2 por deslocamentos tangenciais expressos em cavalgamentos de muito baixo ângulo, que tendem posteriormente para desligamentos sinistrogiros com “boudinage”, segundo a direção WNW-ESE (DIAS *et al.*, 2008).

Fazem parte deste domínio, os corpos Careca, Bismuto, Murribane, Virgínia, Scheelite, Melatube e Azul Mais, com estrutura interna simples, constituída por núcleos de quartzo pouco possantes, zona intermédia com pertites cremes a brancas e bordadura constituída por massas com intercrescimento gráfico quartzo-feldspático. Os berilos, nestes corpos, ocorrem em pequena dimensão, na zona intermédia, manifestando tendência gemológica em Melatube e boa qualidade gema em Azul Mais.

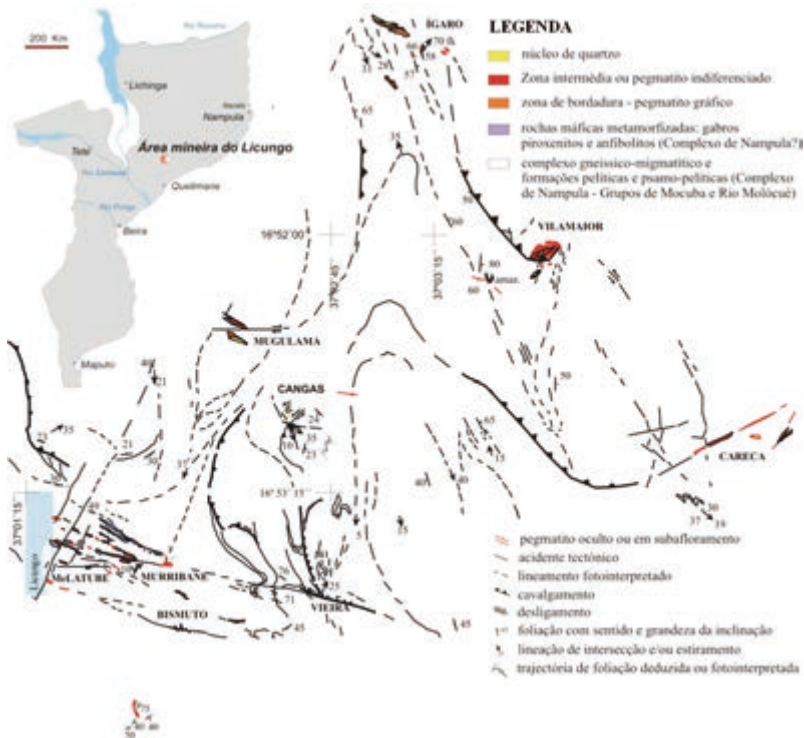


Fig. 2 – Estruturas geológicas e enquadramento estrutural dos fulcros pegmatíticos (MOIANA *et al.*, 2010).

4 – Mineraloquímica do berilo e origem da cor azul das águas-marinhas

As cores das variedades do berilo ($\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$) são atribuídas à substituição na estrutura cristalina, de íões em sítios intersticiais ou em sítios estruturais vazios (canais). Segundo POLLI *et al.* (2006), as substituições mais comuns, que se refletem na cor dos berilos, dizem respeito aos íões Cr^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , Mn^{3+} e V^{5+} , sendo, também, relevante, a correlação positiva entre os álcalis (Na^+ , Rb^+ e Cs^+) e cor, no caso de variedades de berilo como a morganite, água-marinha e goshenite. Estes elementos, que POLLI *et al.* (2006) e vários outros autores consideram influentes sobre a cor dos berilos, foram analisados. No caso do CPL, os resultados dessas análises estão apresentados na tabela 1.

O Fe^{2+} e Ti, íões considerados responsáveis pela cor azul (TVERIANKIN *et al.*, 1983), mostram tendências díspares. Vários berilos apresentam teores muito baixos em Ti. Apenas uma análise de uma fase com cor azul intensa tem teores elevados de Ti (Fig. 3).

O Fe mostra teores relativamente altos. Parece verificar-se uma certa gradação desde teores baixos para os berilos não azuis e azuis-claros até teores mais altos para uma cor azul mais intensa (Fig. 3).

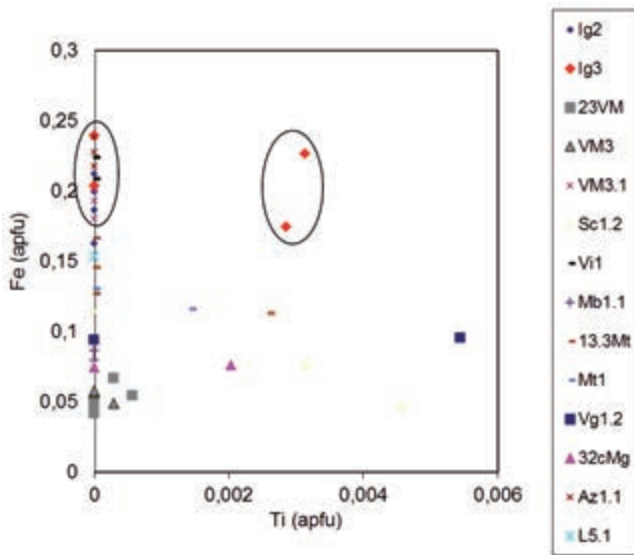


Fig. 3 – Correlação entre íões eventualmente relacionados com a cor azul dos berilos. Estão em elipse as projeções correspondentes a berilos-gema. Designações dos pegmatitos como na fig. 1.

Para aferir a localização do Fe na estrutura dos berilos procurou-se estabelecer uma correlação entre este e o Al (Fig. 4). A boa correlação negativa sugere que ambos os elementos se inter-substituem, principalmente em locais octaédricos.

O Fe foi provavelmente transferido das rochas máficas encaixantes durante a formação dos pegmatitos ou incorporou-se durante processos hidrotermais subsequentes, que promoveram a alteração em *subsolidus* do berilo, com substituição do Al por Fe, em maior percentagem, e por Mn e Mg, em menores proporções.

Tabela 1 – Conteúdos cationicos em apfu para análises selecionadas em berilos do CPL (BeO está expresso em % de peso calculado e não analisado). A determinação da cor é feita por comparação com Munsell Color Chips da Rock Color Card (o Fe total foi lido como Fe²⁺)

Amst	Índice e descrição da cor	Si ⁴⁺	Ti ⁴⁺	Al ³⁺	BeO	Cr ³⁺	V ⁵⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cs ⁺	Rb ⁺
Ig2	5B 6/2; Azul pálido; Cristal semitransparente	12,13	0,0000	3,59	13,48	0,0042	0,0056	0,200	0,019	0,037	0,000	0,167	0,003	0,017	0,0000
		12,11	0,0000	3,63	13,61	0,0000	0,0064	0,163	0,007	0,037	0,004	0,183	0,010	0,018	0,0000
		12,09	0,0000	3,62	13,59	0,0000	0,0038	0,212	0,009	0,048	0,000	0,188	0,004	0,028	0,0000
		12,10	0,0000	3,63	13,60	0,0000	0,0000	0,186	0,005	0,043	0,000	0,201	0,015	0,021	0,0000
Ig3	5B 5/6; Azul moderado; Ocelos transparentes de cor intensa em berilo fracturado.	12,09	0,0000	3,61	13,54	0,0000	0,0000	0,204	0,003	0,055	0,005	0,213	0,008	0,034	0,0000
		12,08	0,0031	3,61	13,66	0,0000	0,0000	0,226	0,012	0,058	0,005	0,217	0,009	0,035	0,0000
		12,02	0,0000	3,67	13,61	0,0060	0,0055	0,239	0,012	0,060	0,000	0,209	0,011	0,032	0,0000
		12,07	0,0029	3,65	13,62	0,0053	0,0055	0,174	0,004	0,060	0,003	0,205	0,014	0,034	0,0000
23VM	10YR 7/4; Castanho amarelado moderado; Cristal muito fracturado com cor castanha da meteorização	12,07	0,0006	3,81	13,75	0,0000	0,0013	0,054	0,005	0,006	0,000	0,136	0,004	0,002	0,0000
		12,09	0,0000	3,80	13,77	0,0049	0,0000	0,047	0,000	0,010	0,000	0,130	0,002	0,003	0,0000
		12,04	0,0003	3,85	13,70	0,0000	0,0004	0,067	0,004	0,007	0,004	0,135	0,008	0,004	0,0000
		12,13	0,0000	3,73	13,74	0,0011	0,0047	0,041	0,000	0,008	0,003	0,142	0,002	0,003	0,0000
VM3	5B 8/2; Verde muito pálido; semitransparente fracturado	12,08	0,0000	3,80	13,70	0,0000	0,0000	0,050	0,004	0,009	0,000	0,137	0,006	0,007	0,0000
		12,01	0,0000	3,85	13,64	0,0008	0,0000	0,056	0,000	0,000	0,002	0,242	0,009	0,018	0,0000
		12,04	0,0003	3,82	13,75	0,0000	0,0038	0,049	0,000	0,000	0,007	0,229	0,009	0,020	0,0052
VM3.1	5B 5/6; Azul moderado; Nódulos transparentes de cor intensa em berilo azul nublado fracturado.	12,02	0,0000	3,84	13,72	0,0023	0,0051	0,058	0,000	0,000	0,007	0,235	0,010	0,020	0,0000
		12,09	0,0000	3,62	13,57	0,0000	0,0000	0,200	0,013	0,049	0,008	0,202	0,013	0,033	0,0000
		12,10	0,0000	3,62	13,74	0,0000	0,0000	0,181	0,016	0,053	0,004	0,199	0,013	0,030	0,0006
		12,10	0,0000	3,62	13,69	0,0000	0,0065	0,193	0,007	0,053	0,000	0,186	0,007	0,031	0,0019

Sc1.2	5GY 7/2; Amarelo esverdeado acinzentado; milimétrico, com algumas faces cristalinas.	12,13	0,0000	3,75	13,60	0,0038	0,0000	0,077	0,000	0,000	0,000	0,076	0,003	0,005	0,0000
		12,08	0,0000	3,77	13,51	0,0000	0,0000	0,114	0,011	0,000	0,000	0,103	0,005	0,006	0,0000
		12,06	0,0031	3,83	13,59	0,0000	0,0000	0,076	0,000	0,002	0,000	0,095	0,006	0,005	0,0031
		12,09	0,0046	3,81	13,74	0,0038	0,0000	0,046	0,000	0,004	0,001	0,080	0,005	0,007	0,0000
Vt1	5BG 7/2 Azul esverdeado pálido; muito fraturado	12,11	0,0000	3,51	13,75	0,0000	0,0000	0,208	0,004	0,104	0,000	0,253	0,005	0,018	0,0000
		12,05	0,0000	3,56	13,56	0,0069	0,0000	0,224	0,008	0,119	0,003	0,251	0,006	0,020	0,0014
Mb1.1	5BG 7/2 Verde amarelado pálido	12,01	0,0000	3,84	13,54	0,0004	0,0082	0,079	0,000	0,000	0,000	0,235	0,012	0,018	0,0000
		12,03	0,0000	3,82	13,56	0,0000	0,0000	0,087	0,000	0,000	0,000	0,231	0,004	0,017	0,0000
Mt2.1	5Y 5/6 Casranho oliva claro	12,12	0,0000	3,71	13,65	0,0000	0,0000	0,129	0,000	0,025	0,000	0,092	0,000	0,002	0,0000
		12,11	0,0000	3,69	13,79	0,0000	0,0017	0,152	0,000	0,026	0,002	0,116	0,003	0,003	0,0000
		12,12	0,0000	3,69	13,74	0,0000	0,0000	0,136	0,003	0,026	0,000	0,123	0,005	0,005	0,0000
13.3Mt	5GY 7/2; Verde amarelado pálido	12,11	0,0000	3,72	13,69	0,0007	0,0000	0,127	0,001	0,008	0,000	0,110	0,010	0,002	0,0000
		12,08	0,0026	3,77	13,57	0,0000	0,0051	0,113	0,003	0,000	0,000	0,089	0,005	0,004	0,0007
		12,09	0,0000	3,71	13,61	0,0034	0,0000	0,166	0,007	0,000	0,006	0,108	0,000	0,009	0,0000
		12,10	0,0000	3,72	13,70	0,0038	0,0000	0,145	0,011	0,003	0,000	0,102	0,011	0,008	0,0000
Mt1	5B 7/6; Azul claro	12,16	0,0014	3,67	13,64	0,0004	0,0009	0,115	0,000	0,000	0,000	0,113	0,006	0,004	0,0000
		12,15	0,0000	3,67	13,59	0,0000	0,0000	0,130	0,004	0,005	0,004	0,105	0,006	0,005	0,0000
Vg1.2	5G 8/1; Cinzento esverdeado claro	12,09	0,0054	3,77	13,73	0,0000	0,0000	0,095	0,000	0,000	0,003	0,093	0,007	0,003	0,0000
		12,03	0,0000	3,86	13,71	0,0035	0,0000	0,094	0,009	0,000	0,002	0,074	0,000	0,003	0,0015
32cMg	5B 8/2; Verde muito pálido	12,04	0,0000	3,83	13,75	0,0000	0,0000	0,075	0,000	0,000	0,000	0,169	0,006	0,016	0,0000
		11,99	0,0020	3,87	13,64	0,0008	0,0047	0,076	0,000	0,000	0,000	0,217	0,002	0,018	0,0008
Az1.1	5B 6/2; Azul pálido	12,09	0,0000	3,56	13,62	0,0000	0,0077	0,218	0,011	0,077	0,001	0,193	0,012	0,010	0,0000
		12,13	0,0000	3,50	13,66	0,0068	0,0034	0,238	0,007	0,071	0,000	0,187	0,005	0,009	0,0035
		12,13	0,0000	3,49	13,58	0,0000	0,0026	0,228	0,000	0,102	0,003	0,211	0,009	0,022	0,0003
L5.1	5BG 7/2; Verde azulado pálido	12,10	0,0000	3,69	13,78	0,0000	0,0039	0,153	0,000	0,041	0,003	0,106	0,004	0,006	0,0010
		12,07	0,0012	3,72	13,75	0,0091	0,0004	0,153	0,008	0,028	0,001	0,128	0,002	0,009	0,0000

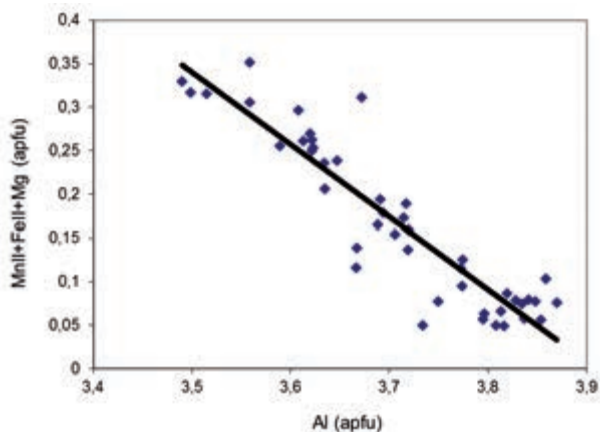


Fig. 4 – Correlação entre Al e íons divalentes (Fe+Mn+Mg).

Entre o Fe e os álcalis observam-se duas tendências de correlação positiva, que refletem a ocorrência diferenciada em dois agrupamentos espaciais dos corpos pegmatíticos (Fig. 5).

Os berilos de Azul Mais, Vieira, Igaro, Melatube, Lugela, Virgínia, Sheelite e parte de Vila Maior são projetados numa linha de tendência de menor gradiente, e os de Murríbane, Vila Maior e Mugulama têm uma tendência que, comparativamente, denota maior enriquecimento em álcalis.

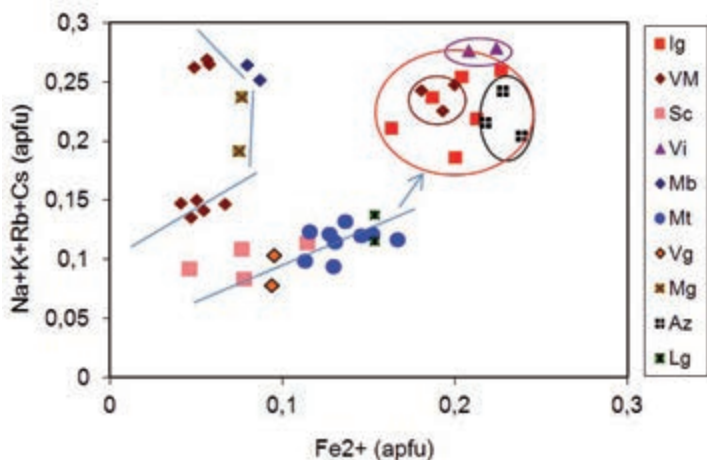


Fig. 5 – Correlação entre Fe^{2+} e Na+K+Rb+Cs.

As correlações positivas sugerem que a substituição de Al por íons divalentes, principalmente o Fe, nos espaços octaédricos, é acompanhada pela entrada de álcalis nos canais para compensar o déficit de cargas positivas. As seguintes reações de substituição são mais prováveis:



ou



287

Os berilos de boa qualidade estão destacados na parte superior da linha de menor gradiente da Fig. 5, o que permite concluir que se tornam mais azuis e com melhor caráter gemológico quando têm simultaneamente elevado teor em Fe e em álcalis.

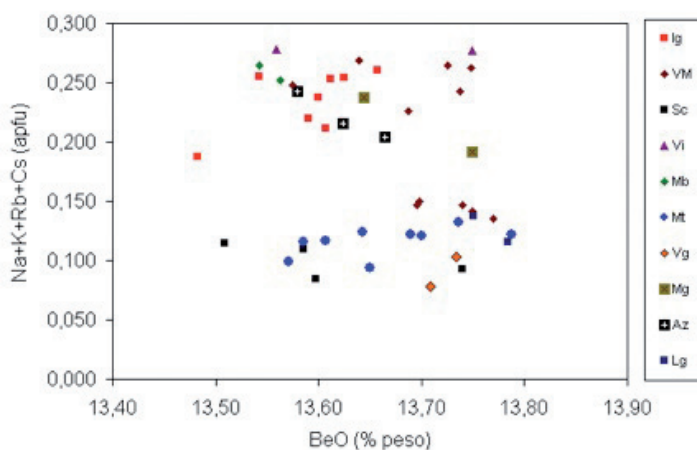


Fig. 6 – Correlação entre BeO e Na+K+Rb+Cs.

A correlação entre BeO e álcalis (Na+K+Rb+Cs-Li) é muito fraca (Fig. 6), no entanto, observa-se uma distinção que parece ser abrangente entre as composições dos berilos de pegmatitos menos afetados por evolução em *subsolidus* que se projetam a valores mais baixos.

5 – Conclusões

1. A melhor qualidade de água-marinha relaciona-se com os mais altos teores de Fe e de álcalis (Na, K, Cs e Rb) na malha de berilo. Tendências evolutivas secundárias, que sobrevêm após a deformação e lixiviação hidrotermal daqueles constituintes, opacificam e danificam os cristais.

2. Os berilos com maior tendência gemológica são corpos cristalinos de pequenas dimensões ($c < 8$ cm e $a < 1,5$ cm) em corpos filoneanos pouco possantes ($< 1,5$ m) e extensos (< 20 m) ou corpos cristalinos de grandes dimensões, nas suas porções nodulares ou oclares internas, menos afetadas pela deformação, hidrólise e deformação sobrepostas.

3. No caso dos pequenos cristais, em pequenos pegmatitos, a cor azul é persistente, primária e precoce. O Fe pode ser incorporado por contaminação do magma pegmatítico por transferência de constituintes de rochas meta-ultramáficas a máficas encaixantes. O facto de os corpos pegmatíticos serem pouco possantes favorece a dissipação do esforço sobreposto, de forma dúctil e nas rochas mais pelíticas encaixantes, e assim, a qualidade gemológica dos berilos mantém-se pouco afetada.

4. No caso de grandes cristais em grandes pegmatitos, a cor azul é também primária e precoce, mas não é tão persistente, dado que uma deformação de carácter menos frágil permite ruturas periféricas dos berilos que abrem acesso aos fluídos hidrotermais. No entanto, podem persistir ocelos ou nódulos de berilos de muito boa qualidade ainda preservados em gigacristais de qualidade pobre.

Agradecimentos – O CIG-R é suportado pelo programa Plurianual da Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) e pelo orçamento nacional da República Portuguesa. O presente trabalho recebeu apoio da Fundação Calouste Gulbenkian através de uma bolsa de doutoramento (P-119860 (M)), e do Museu Nacional de Geologia de Moçambique para a realização dos trabalhos de campo.

Referências Bibliográficas

- DIAS, P. A., GOMES, C. L. & MARQUES, J. (2008) – Caracterização Estrutural e Paragenética do Campo Pegmatítico do Licungo (Mocuba, Moçambique) – Identificação de Recursos Base Associados. Apresentado no 5º Congresso Luso-Moçambicano de Engª, 6 p.
- MOIANA (2010) – Certeza Geológica de Ocorrência e Viabilidade Económica para o Aproveitamento das Águas-Marinhas “True Blue” do Licungo, Zambézia-Moçambique. Tese de mestrado, Universidade do Minho, 120 p.
- MOIANA, M., GOMES, C. A. L., DIAS, P. A. & MARQUES, J. (2010) – Enquadramento Geotectónico e Filiação dos pegmatitos do Rio Licungo – Zambézia, Moçambique. VIII Congresso Nacional de Geologia em Portugal, 20, nr. 10. e-terra.
- FRANZ, G., GRUNDMANN, G. & ACKERMAND, D. (1986) – Rock Forming Beryl from a Regional Metamorphic Terrain (Tauern Window, Austria): Parageneses and Crystal Chemistry. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 35, p. 167-192.
- POLLI, G. O., OLIVEIRA, E. F., SABIONI, A. C. S., FERREIRA, A. C. M. & ROESER H. M. P. (2006) – Análise da Composição Química em Variedades de Berilo, por Activação Neutrónica Instrumental (INAA). *Geochimica Brasiliensis*, 20, p. 191-207.
- TVERIANKIN, I. G., BORODANOV, V. M. & VANTCHUGOV L. G. (1983) – Relatório Sobre Os Trabalhos de Pesquisa, Prospecção e Avaliação dos Pegmatitos de Metais Raros Executados na Região NE, Centrais e do SW de Alto-Ligonha em 1982-1983. Relatório nr. 1545/988, Nampula.

GNAISSSES ORTODERIVADOS PRÉ E SIN-COLISIONAIS:
PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E AMBIENTE TECTÔNICO.
SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA
(RIO DE JANEIRO, BRAZIL)

PRE AND SIN COLLISIONAL GNEISSES: PETROLOGY,
GEOCHEMISTRY, AND TECTONIC SETTING.
CENTRAL SEGMENT OF RIBEIRA BELT
(RIO DE JANEIRO, BRAZIL)

R. Porto Jr.¹, B. P. Duarte², A. Esteves³ & J. G. Valença⁴

Resumo – As rochas gnáissicas ortoderivadas pré e sin-colisionais ocorrentes na cidade do Rio de Janeiro agrupam-se em plagioclásio gnaisses e microclina gnaisses. O conjunto, como um todo, é formado por rochas subcalcinas, de tendência cálcio-alcalina e caráter metaluminoso. A norma CIPW indica a presença de um segmento com baixos valores de coríndon normativo (rochas com SiO₂ entre 56,94 e 62,74% em peso) e de outro segmento que apresenta diopsídio, mas que não apresenta coríndon normativo (rochas com SiO₂ entre 65,56 e 70,92% em peso). A presença de hematita no primeiro segmento indica que essas rochas evoluíram num ambiente de alta fugacidade de oxigênio. A interpretação dos diagramas bivariantes foi realizada através da construção de curvas de regressão e pela obtenção de coeficientes de correlação. Tanto as correlações lineares quanto as polinomiais mostraram-se significantes, porém, com graus de significância melhores para correlações polinomiais. Portanto, os resultados obtidos pela regressão indicam que processos magmáticos geradores de padrões polinomiais, em diagramas bivariantes, como a cristalização fracionada, devem ser mais expressivos na história de evolução destas rochas. Padrões normalizados para os elementos terras raras confirmam a existência de dois segmentos distintos: um relacionado ao microclina-gnaisse que apresenta

¹ GEP, JV-PEQ, Departamento de Geociências, IA, UFRuralRJ, Km7 – BR 465 Seropédica, CEP: 23890-000, Brasil; rubempjr@gmail.com

² JV-PEQ, DGRG, Faculdade de Geologia, UERJ, R. São Francisco Xavier 524, Bloco A, 4º Andar. Maracanã – Rio de Janeiro. RJ. 20550-900, Brasil; biapasch@gmail.com

³ GEP – CNPq; andreesteves@gmail.com

⁴ “In memoriam”

razão $(La/Yb)_n$ mais elevada; e um segundo segmento, correspondente ao plagioclásio gnaiss, que apresenta padrão de fracionamento menos marcante, com razões $(La/Yb)_n$ mais baixas.

Palavras-chave – Geoquímica; Petrologia; Faixa Ribeira; Rochas Gnáissicas

Abstract – The pre and sin-collisional gneissic rocks occurring in the Rio de Janeiro city are grouped into the plagioclase gneisses and the microcline gneisses. The whole set is formed by sub-alkaline rocks, with a calc-alkaline metaluminous trend. The CIPW norm indicates the presence of a segment with low values of normative corundum (rocks with SiO_2 between 56.94 and 62.74 wt. %) and another segment that shows the absence of normative diopside and corundum (rocks with SiO_2 between 65.56 and 70.92 wt. %). The presence of normative hematite in the first segment indicates that these rocks evolved in an environment of high oxygen fugacity. The interpretation of binary diagrams, based on statistical analysis, was performed by building regression curves in order to obtain correlation coefficients. Both linear and polynomial correlations were significant, although the highest degrees of significance were obtained for polynomial correlations. Therefore, the results obtained by the regression indicate that magmatic processes that generate polynomial patterns in binary diagrams, such as the fractional crystallization, should be more expressive in the history of evolution of these rocks. Normalized REE patterns confirm the existence of two distinct segments: one related to microcline-rich rocks, which display higher fractionated $(La/Yb)_n$ patterns; and a second segment, related to the gneissic rocks with predominant plagioclase, that shows a less-fractionated pattern of $(La/Yb)_n$.

Keywords – Geochemistry; Petrology; Ribeira Belt; Gneissic rocks

1 – Introdução

As rochas aqui estudadas correspondem a parte do conjunto litológico do denominado “Arco da Guanabara” (PORTO Jr., 2004), unidade geotectônica inserida no contexto da Faixa Ribeira (Fig. 1). A área estudada está nos limites da Cidade do Rio de Janeiro.

2 – Geoquímica

A partir de um total de 12 amostras, os litotipos foram agrupados em plagioclásio gnaisses e microclina gnaisses (tabela 1). O conjunto de gnaisses ortoderivados corresponde a um agrupamento de rochas subalcalinas evoluídas ao longo de uma tendência cálcio-alcálica de caráter metaluminoso (A/CNK) (Fig. 2). A análise da norma CIPW aponta para dois segmentos distintos: um com valores baixos de coríndon e ausência de diopsídio normativos, que corresponde a rochas com SiO_2 no intervalo entre 56,94 e 62,94% em peso (plagioclásio gnaisses), e um outro segmento, com presença de diopsídio e ausência de coríndon normativo e que corresponde a rochas com SiO_2 no intervalo 65,56 a 70,92% em peso (microclina gnaisses). Os resultados da norma apontam ainda para a presença de hematita normativa para o primeiro segmento, e isso pode significar que essas rochas evoluíram num ambiente de alta fugacidade de oxigênio. O tratamento estatístico dos dados químicos referentes a elementos maiores, menores e traço (Tabelas 1 e 2)

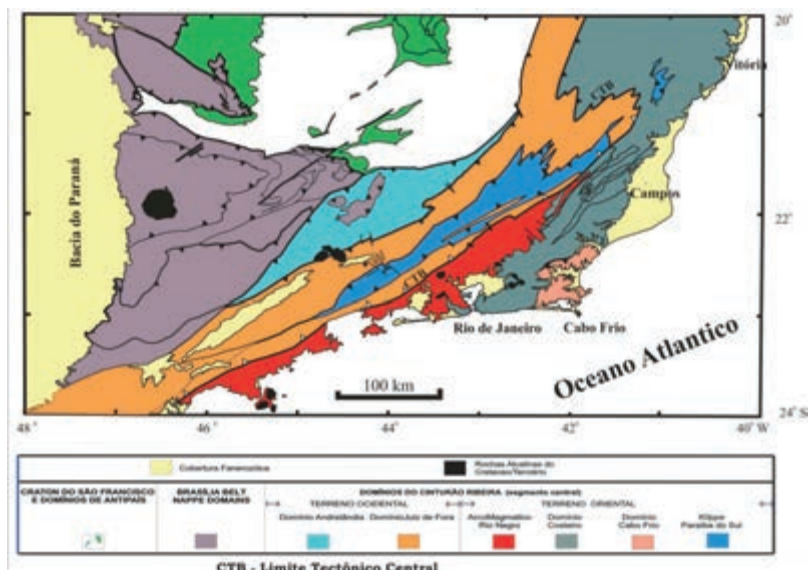


Fig. 1– Localização da área estudada no contexto tectônico.

foram analisados e interpretados em diagramas bivariantes do tipo *Harker*. Para estes diagramas, construíram-se curvas de regressão e foram calculados os coeficientes de correlação para cada uma das curvas construídas. Os valores de r são indicativos do nível de significância da correlação testada para um conjunto de amostras de população n qualquer. Os valores então obtidos definem como boas, tanto as correlações lineares quanto as polinomiais, porém com graus de significância melhores para correlações polinomiais (tabela 3). Portanto, os resultados obtidos são indicativos de que processos magmáticos evolutivos geradores de padrões polinomiais em diagramas bivariantes devem ter maior significado na história de evolução do conjunto destas rochas. Considerando que as amostras que apresentam maior e menor conteúdo em SiO_2 possam representar, respectivamente, um magma parental potencial e um magma mais evoluído, podemos estudar o comportamento das razões apresentadas por alguns dos elementos traço eleitos como traçadores de um eventual processo de diferenciação (Zr/Hf , por exemplo). Neste caso, temos que a possibilidade de que todas essas rochas possam ter evoluído por um processo único de cristalização fracionada deva ser descartada. A razão Zr/Hf é um indicador importante de processos de evolução magmática. Em função de sua alta carga e raio relativamente grande, o Zr forma uma fase mineral que ocorre individualizada (zircão), durante o processo de cristalização magmática. Essa fase, em geral, é comum aos tipos mais diferenciados. Devemos considerar, ainda, que o elemento Hf acompanha o posicionamento do Zr e é camuflado por ele. Com base nesta premissa, devemos admitir que a razão Zr/Hf deve ser pouco variável durante todo o processo de diferenciação magmática que envolva um mesmo grupo de rochas (grupo cogenético). No caso estudado, a razão Zr/Hf apresenta variações maiores do que aquelas aceitas para que um processo evolutivo desse tipo possa ser considerado como efetivo (na ordem máxima de 1,5), quando assumimos uma evolução por processo único. Ao observarmos os valores das razões obtidas para as rochas ortoderivadas pré e sin-colisionais da Cidade

do Rio de Janeiro, observamos uma variação bastante forte (quase 1,8 vezes), o que suporta a conclusão de que a totalidade dessas rochas, não deve ter evoluído a partir de um único processo ou, então, não evoluiu a partir de uma mesma fonte. Diagramas bivariantes do tipo *Harker* permitiram a individualização de dois segmentos distintos. Estes dois segmentos representam os plagioclásio-gnaisses e os microclina-gnaisses e poderíamos supor que esta distinção está associada a uma “linha de (des)mistura” que representa o processo de migmatização ao qual estas rochas foram submetidas. Neste caso, o plagioclásio-gnaissé poderia representar um estágio intermediário metatexítico e o microclina-gnaissé um estágio mais avançado (metatexítico[®] diatexítico), gerando um conjunto mais homogeneizado. Ao examinarmos o conjunto correspondente às rochas com menores teores de Zr (microclina gnaisses), observamos a existência de correlações positivas nos diagramas bivariantes TiO_2 versus Zr e Fe_2O_3 versus Zr (Fig. 3). Isso implica que as variações de Zr podem ser um importante indicativo de consumo da fase residual mais importante do sistema, qual seja, a biotita, principalmente se considerarmos que os zircões presentes na rocha mostram íntima associação com esta fase mineral, por vezes ocorrendo mesmo como inclusões em biotita. A partir da análise dos diagramas Rb versus Zr, Ti versus Zr, Fe^3 versus Zr e Mg versus Zr (Fig. 3), podemos concluir que nos estágios correspondentes a geração de líquidos anatéticos iniciais, quando ainda não se deu o consumo da biotita, há um possível enriquecimento no conteúdo de álcali-feldspato no líquido, já que o Rb tende a substituir o K na estrutura dos feldspatos. Logo, é esperado que o teor em Rb devesse começar a crescer com a precipitação de K-feldspato do líquido. Por fim, este conjunto de informações nos permite concluir que a curva de estabilidade da biotita foi alcançada durante a anatexia ao qual estas rochas foram submetidas. Somente a sua quebra explicaria o grande volume de Zr encontrado nestas rochas. A análise dos padrões normalizados obtida para os elementos terras raras (Fig. 4) permite, que o agrupamento inicial obtido para a totalidade das rochas gnáissicas possa ser subdividido nos mesmos dois segmentos que, petrográfica e quimicamente foram anteriormente caracterizados. O primeiro segmento corresponde ao plagioclásio gnaissé. Apresenta padrão de fracionamento não muito marcante, razões $(\text{La}/\text{Yb})_n$ relativamente baixas. Este segmento corresponde às rochas com ausência de coríndon normativo e, conseqüente, presença de diopsídio normativo. O conteúdo total de terras raras para esse grupo é pouco menor do que o segundo segmento, que é formado pelo microclina-gnaissé que apresenta razão $(\text{La}/\text{Yb})_n$ mais elevada (variando de 26,97 até 72,93). Neste grupo, a totalidade das amostras apresenta coríndon normativo. O padrão por elas apresentado aponta para um fracionamento em terras raras mais elevado, com relativo enriquecimento em terras raras leves e empobrecimento em terras raras pesadas, o que pode representar retenção de granada na fonte.

Em ambos os segmentos, algumas amostras apresentam anomalias negativas de Eu mais pronunciadas. Essas anomalias são correlacionadas com a presença de feldspatos (plagioclásio), que permanecem como resíduo por terem sido preservados durante o processo de fusão da fonte, mantendo-se em equilíbrio com o líquido. Outra distinção entre os dois segmentos é o fato de o segmento correspondente aos plagioclásio gnaisses serem menos fracionados, significando um relativo empobrecimento em terras raras leves em relação ao conteúdo de terras raras pesados. Tal fato relaciona-se com a presença de granada como fase mineral ocorrente nestas rochas, ainda que em volumes restritos (até 1% do volume). Aparentemente, para o caso das rochas pré-colisionais, pode-se

afirmar que o conteúdo das fases acessórias presentes no sistema está controlado, em sua essência, pela biotita, que as carrega como inclusões, e pela granada presente em volumes restritos. Assim, o conteúdo em terras raras é controlado pelo volume de biotita presente nos litotipos.

Tabela 1 – Gnaisses ortoderivados pré e sin-colisionais: elementos maiores (% em peso), elementos menores (em % peso ou ppm). PlGn = Plagioclásio Gnaisses. MiGn = Microclina Gnaisses.

Amostra		SiO ₂	TiO ₂ O ₂	Al ₂ O ₃ O ³	FeOO	Fe ₂ O ₃₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
<i>PFNS-1A</i>	PlGn	56,94	1,24	14,34	4,77	3,56	0,13	3,25	7,96	3,42	2,54	0,54	0,84	99,53
<i>PT-05A</i>	PlGn	59,96	1,10	16,29	3,72	3,45	0,23	2,05	5,56	4,04	1,45	0,29	1,39	99,53
<i>PT-5B</i>	PlGn	60,38	1,47	14,96	3,45	3,75	0,14	2,98	4,20	3,09	3,56	0,45	1,02	99,45
<i>PBG-7A</i>	PlGn	61,68	1,02	16,25	3,18	3,36	0,30	1,52	4,95	3,95	1,78	0,21	1,44	99,64
<i>PFEO-4A</i>	PlGn	62,14	1,23	16,09	3,54	3,78	0,16	1,67	4,21	3,98	2,02	0,13	0,88	99,83
<i>PT-04A</i>	PlGn	62,94	1,15	15,46	3,25	3,22	0,19	1,49	4,19	3,85	1,85	0,26	1,39	99,54
<i>PBG-5</i>	MiGn	65,56	0,75	15,45	1,20	4,21	0,12	1,74	3,15	4,24	1,99	0,19	0,44	99,04
<i>PT-03</i>	MiGn	67,34	0,53	15,35	1,00	3,67	0,09	0,88	3,70	3,88	1,91	0,14	1,29	99,78
<i>Q-15</i>	MiGn	68,77	0,50	15,09	1,10	3,16	0,08	1,06	2,90	3,34	3,23	0,16	0,14	99,53
<i>PBG-6</i>	MiGn	69,87	0,45	14,57	0,80	3,19	0,07	0,71	3,11	3,44	2,68	0,13	0,38	99,40
<i>PBG-3</i>	MiGn	70,01	0,55	14,77	0,96	3,00	0,11	1,51	3,11	4,19	1,65	0,16	0,19	100,20
<i>PFEO-3A</i>	MiGn	70,65	0,34	14,68	0,90	2,11	0,04	0,87	2,74	3,35	3,66	0,14	0,15	99,63
<i>PT-01</i>	MiGn	70,92	0,51	13,96	0,60	2,83	0,03	0,70	1,96	3,24	4,48	0,15	0,54	99,92

Tabela 1a – Gnaisses ortoderivados pré e sin-colisionais: elementos menores (em partes por milhão-ppm) e razões petroquímicas. PlGn = Plagioclásio Gnaisses. MiGn = Microclina Gnaisses.

Amostra		Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Hf	Ta	Zr/Hf
<i>PFNS-1A</i>	PlGn	165	943	420	25	280	45	16,8	2,5	24,1
<i>PT-05A</i>	PlGn	154	958	387	21	235	31	12,5	1,6	29,1
<i>PT-5B</i>	PlGn	232	1890	430	24	408	43	13,5	1,9	30,2
<i>PBG-7A</i>	PlGn	189	1235	258	15	389	26	11,4	1,6	34,1
<i>PFEO-4A</i>	PlGn	186	1123	267	12	378	34	9,6	2,5	39,4
<i>PT-04A</i>	PlGn	172	1396	302	13	321	21	12,4	1,9	25,9
<i>PBG-5</i>	MiGn	156	816	285	13	225	37	5,9	1,3	38,5
<i>PT-03</i>	MiGn	85	3763	323	10	250	18	8,5	0,9	41,3
<i>Q-15</i>	MiGn	136	479	139	17	201	26	5,9	1,1	33,8
<i>PBG-6</i>	MiGn	115	2851	268	8	249	17	8,2	0,5	42,7
<i>PBG-3</i>	MiGn	136	660	302	12	121	16	3,2	0,8	37,7
<i>PFEO-3A</i>	MiGn	143	996	355	9	120	25	3,5	0,5	34,4
<i>PT-01</i>	MiGn	122	649	192	14	174	14	5,1	0,7	34,1

Tabela 1b – Gnaisses ortoderivados pré e sin-colisionais: elementos terras raras (em partes por milhão-ppm).

PIGn = Plagioclásio Gnaisses. MiGn = Microclina Gnaisses.

294

Amostra		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<i>PFNS-1A</i>	PIGn	27,8	58,4	7,45	32,9	6,9	2,5	5,8	1,1	4,8	1,1	3,3	0,22	2,2	0,36
<i>PT-05^a</i>	PIGn	26,2	57,2	8,20	31,8	6,5	2,4	6,2	1,2	5,6	1,2	3,0	0,45	2,5	0,36
<i>PT-5B</i>	PIGn	30,5	68,9	8,78	34,2	6,0	2,4	4,9	1,1	4,8	1,1	3,0	0,42	3,1	0,31
<i>PBG-7^a</i>	PIGn	35,2	65,2	8,54	31,2	6,4	2,2	5,0	0,9	5,2	1,0	3,5	0,44	2,8	0,34
<i>PFEO-4A</i>	PIGn	36,8	67,9	7,80	32,1	6,1	2,0	4,3	1,1	4,7	0,9	3,1	0,36	2,4	0,31
<i>PT-04^a</i>	PIGn	38,2	75,2	8,23	33,5	5,8	1,9	4,2	1,0	4,2	0,8	3,2	0,32	2,5	0,29
<i>PBG-5</i>	MiGn	29,3	59,0	7,51	30,2	6,8	1,3	6,9	1,1	6,6	1,3	3,9	0,55	3,5	0,48
<i>PT-03</i>	MiGn	50,3	90,6	10,2	35,5	5,7	2,5	4,7	0,7	3,6	0,7	2,0	0,25	1,8	0,27
<i>Q-15</i>	MiGn	49,9	98,2	11,9	44,1	8,9	1,21	8,1	1,2	5,5	0,9	2,4	0,29	1,6	0,22
<i>PBG-6</i>	MiGn	64,6	113,0	12,2	41,0	6,5	1,86	5,3	0,7	3,6	0,7	1,8	0,22	1,5	0,22
<i>PBG-3</i>	MiGn	27,4	32,5	3,76	14,0	2,8	0,83	2,9	0,5	2,7	0,6	1,6	0,23	1,5	0,21
<i>PFEO-3A</i>	MiGn	33,8	66,1	7,86	28,7	5,3	1,17	4,8	0,7	4,1	0,8	2,5	0,32	1,0	0,29
<i>PT-01</i>	MiGn	41,4	77,5	8,97	32,0	5,5	1,13	4,7	0,6	3,0	0,5	1,3	0,16	0,8	0,13

Tabela 1c – Gnaisses ortoderivados pré e sin-colisionais: coeficientes de correlação.

Óxidos / Elementos	Coefficiente de correlação Linear	Grau de significância	Coefficiente de correlação Polinomial	Grau de significância
TiO ₂	0,9153	>99,0%	0,9751	>99,9%
Al ₂ O ₃	0,2322	<80,0%	0,4224	<80,0%
Fe ₂ O ₃	0,9219	>99,0%	0,9932	>99,9%
FeO	0,7879	95 – 99%	0,9087	99-99,9%
MgO	0,9299	>99,0%	0,9467	99-99,9%
CaO	0,7178	>99,0%	0,8928	99-99,9%
Na ₂ O	0,2240	<80,0%	0,3380	<80,0%
K ₂ O	0,0046	<80,0%	0,2066	<80,0%
P ₂ O ₅	0,8749	95 – 99%	0,9076	99-99,9%
Rb	0,3929	<80,0%	0,3966	<80,0%
Sr	0,8104	90-95%	0,8599	95-99%
Hf	0,4099	<80,0%	0,8759	99-99,9%
Y	0,0075	<80,0%	0,6545	95 -99%
Zr	0,5863	80-90,0%	0,5971	80-90%
Ta	0,0310	<80,0%	0,1292	<80,0%
Nb	0,6140	80-90,0%	0,8750	99-99,9%

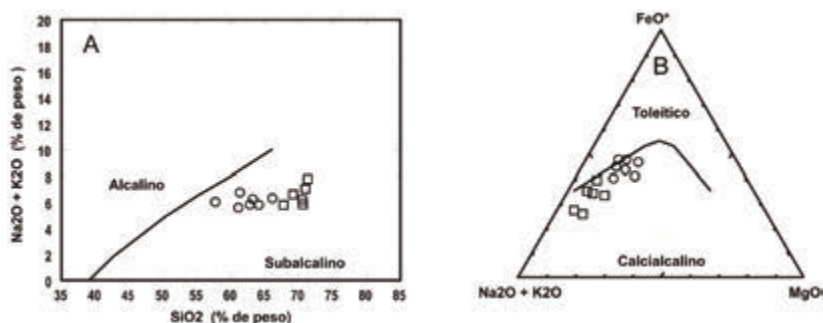


Fig. 2 – Diagramas A) TAS e B) AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971) aplicados às rochas estudadas.

○ → plagioclásio-gnaisse; □ → microclina-gnaisse. FeO*=Ferro Total.

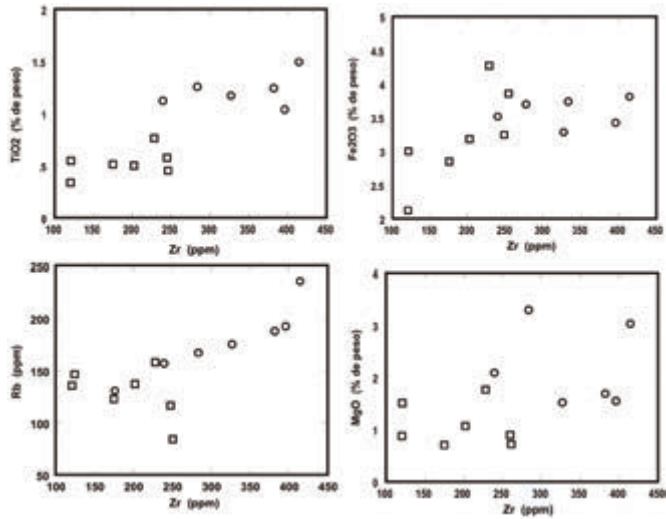


Fig. 3 – Diagramas Ti *versus* Zr, Fe³⁺ *versus* Zr, Rb *versus* Zr e Mg *versus* Zr.
 ○ → plagioclásio-gnaisses, □ → microclina-gnaisses.

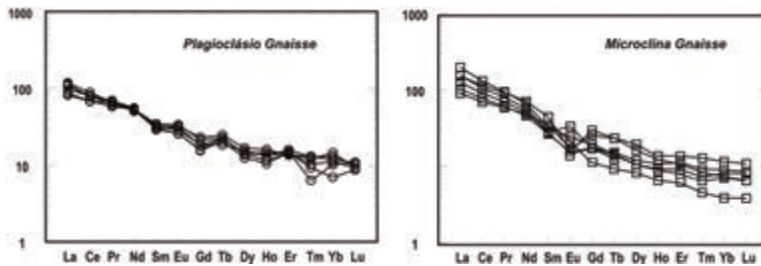


Fig. 4 – Diagramas de elementos terras raras normalizados para o condrito (EVENSEN *et al.*, 1978) para as rochas estudadas.

Diagramas geoquímicos de discriminação do ambiente tectônico reafirmam os dados de campo. Os plagioclásio-gnaisses concentram-se em campos de rochas pré-colisionais e intraplacas, enquanto os microclina-gnaisses são francamente sin-colisionais. Essas características apontam para processos de evolução distintos, devendo os plagioclásio-gnaisses evoluírem a partir de fracionamento de rochas infracrustais e/ou mantélicas, enquanto os microclina-gnaisses têm sua evolução associada a processos em que o componente crustal é maior. A interpretação dos diagramas binários (PEARCE *et al.*, 1984) retrata a realidade da observação de campo. Os plagioclásio-gnaisses correspondem a rochas do tipo WPG (granitóides intraplaca) e os microclina-gnaisses variam do campo dos WPG até oVAG (granitóides de arco) (Fig. 5). PEARCE *et al.* (1984) subdividem os granitóides do tipo WPG em três tipos distintos: 1) introduzidos em crosta continental de espessura normal; 2) introduzidos em crosta continental atenuada e 3) introduzidos em crosta continental oceânica. No caso estudado, a similaridade se dá com os granitóides do tipo 2, que são

os tipos cálcio-alcálicos e metaluminosos. Os granitóides do tipo VAG são, por sua vez, subdivididos em dois tipos: 1) gerados em crosta continental e 2) gerados em crosta oceânica. A estes ambientes, três tipos de granitóides são associados. Os aqui estudados se enquadram naqueles gerados em arcos cálcio-alcálicos continentais ou oceânicos, que apresentam variação petrográfica pelos tipos quartzo-diorito-tonalito-granodiorito e que apresentam hornblenda e biotita na moda da rocha.

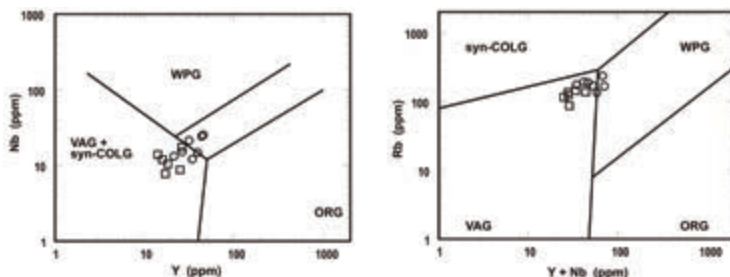


Fig. 5 – Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (PEARCE *et al.*, 1984).

○ → plagioclásio-gabrisse; □ → microclina-gabrisse

O diagrama R1-R2 (BATCHELOR & BOWDEN, 1985), representado nas Figuras 6a e 6b, faz uso de parâmetros multicatiônicos. No caso estudado, a variação apresentada pelas rochas estudadas se situa ao longo da linha A-PM definida no diagrama. Esse vetor indica que uma fusão extensiva de uma fonte crustal félsica não serve para explicar a tendência obtida para a série. Logo, materiais de características refratárias (biotita, hornblenda, piroxênio e granada) devem ter participado do processo de evolução destas rochas. Quanto à definição de eventuais fontes para sistemas com estas características, BATCHELOR & BOWDEN (1985) sugerem que fracionamento extensivo de uma associação de clinopiroxênio + olivina + plagioclásio cálcico a partir de basalto parental “*High Alumina*” poderia produzir líquidos representantes de composições iniciais desta série. Durante o ciclo orogênico, este material se misturaria com fusões parciais mais félsicas geradas em ambiente francamente crustal a partir de fontes crustais, surgindo então líquidos de composições intermediárias que, submetidos a processos de cristalização fracionada, poderiam gerar os termos da série.

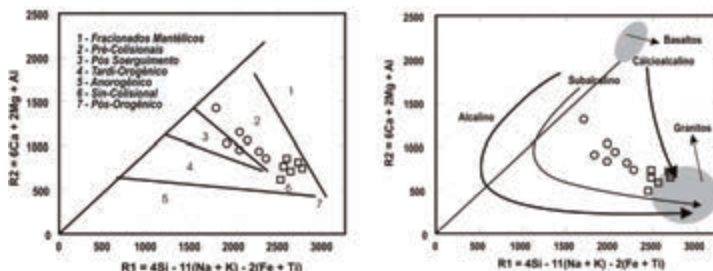


Fig. 6A e 6B – Diagrama R1-R2 de La ROCHE *et al.* (1980), com os campos tectono-magmáticos de (BATCHELOR & BOWDEN, 1985) aplicado às rochas estudadas.

Referências Bibliográficas

- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. (1985) – Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, p. 43-55.
- EVENSEN, N. M., Hamilton, P. J. & O-nions, R. K. (1978) – Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, 42, p. 1199-1212.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. (1971) – A Guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, p. 523-548.
- LA ROCHE, M., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980) – A classification of volcanic rocks using R1 R2 diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemi. Geol.*, 29, p. 183-250
- PEARCE, J. A, HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. (1984) – Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *J. Petrol.*, 25, p. 956-983.
- PORTO Jr., R. (2004) – Petrogênese das rochas do Complexo Granítico Pedra Branca, Tese de Doutorado. IG/UFRJ, 243 p.

(Página deixada propositadamente em branco)

MINÉRIOS DE FERRO GOETHÍTICOS DO QUADRILÁTERO
FERRÍFERO (BRASIL) – CARACTERIZAÇÃO COM
ÊNFASE NAS IMPUREZAS PRINCIPAIS

GOETHITIC IRON ORES FROM THE FERRIFEROUS
QUADRANGLE (BRAZIL) – CHARACTERIZATION
WITH EMPHASIS ON MAIN IMPURITIES

P. R. G. Brandão¹, J. M. P. Rocha² & R. Z. L. Cançado¹

Resumo – Amostras de dois minérios de ferro itabiríticos, procedentes do Complexo Mineiro de Alegria, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil, foram caracterizadas, com ênfase nos aspectos mineralógicos, microestruturais e microquímicos. Estes itabiritos derivam de tipologias anteriormente anfíbolíticas, mas atualmente as anfíbolas foram totalmente alteradas para uma variedade fibrosa (pseudomórfica) de goethite. Este mineral apresenta-se ainda em outras feições morfológicas como botrioidal e maciça, também abundantes, e por outras mais raras, como porosa e terrosa. A única feição abundante da hematite é a martítica e o quartzo ocorre com frequência. Na granulometria entre 0,150 mm e 0,010 mm, a libertação é quase total. Ênfase foi dada à análise dos elementos minoritários Al, P e Si (este após a exclusão do quartzo) com microsonda eletrónica WDS. Os estudos indicaram que estes elementos se encontram presentes como solução-sólida na rede cristalina da goethite. Pesquisa por difração de raios-X indicou a compactação desta rede, o que é consistente com a substituição isomórfica do ferro por Al, Si e P. Além disso, nenhum método analítico identificou fases específicas portadores destes elementos.

Palavras-chave – Minério de ferro; Goethite; Impurezas químicas; Hematite; Pseudomorfismo

Abstract – Samples of two itabirite iron ores, from the Alegria Mining Complex, Ferriferous Quadrangle, Brazil, were characterized, with emphasis on mineralogical, microstructural and

¹ Depto. Engenharia de Minas, Univ. Federal Minas Gerais UFMG, Belo Horizonte, MG, Brasil; pbrandao@demin.ufmg.br

² Samarco Mineração S.A., Mariana, MG, Brasil; junia@samarco.com

microchemical aspects. These types are derived from previous amphibolitic itabirites, but now the amphiboles were totally altered to a fibrous variety (pseudomorph) of goethite. This mineral is also present in other morphological varieties such as botrioidal and massive, also abundant, and other rarer, like porous and earthy. The only abundant hematite type is the martitic one and quartz occurs frequently. In the particle size range between 0.150 and 0.010 mm, the liberation is almost complete. Emphasis was given to the analysis of the minor elements Al, P and Si (the latter after the exclusion of quartz) with WDS electron microprobe. The studies indicated that these elements are present as solid solution within the crystal lattice of goethite. X-ray diffraction research indicated the compaction of this lattice, what is consistent with the isomorphous substitution of iron by Al, Si and P. Besides, no analytical method has identified any specific phase bearing these elements.

Keywords – Iron ore; Goethite; Chemical impurities; Hematite; Pseudomorphism

1 – Introdução

O mercado mundial de aço tem exigido que as empresas fornecedoras de produtos de minérios de ferro, nos últimos anos, invistam em estudos mineralógicos e tecnológicos em seus minérios, para garantir um maior aproveitamento de seus recursos minerais, uma maior otimização de seus processos produtivos, a redução dos custos de produção e o aumento da qualidade de seus produtos.

As minas de minério de ferro da empresa Samarco Mineração S.A. fazem parte do Complexo de Alegria, localizado nos municípios de Mariana e Ouro Preto, no extremo leste do Quadrilátero Ferrífero, uma importante província mineral que está situada na região centro-sul do Estado de Minas Gerais, Brasil (ROCHA *et al.*, 2009). Os minérios são representados por itabiritos da Formação Cauê do Grupo Itabira do Supergrupo Minas, de idade Proterozoica. As características mineralógicas e microestruturais dos minérios de Alegria são resultado das condições de temperatura e pressão dos processos tectônicos que os afetaram e dos processos intempéricos e supergênicos mais recentes, além de variações intrínsecas às condições de deposição da formação ferrífera (ROCHA, 2008). Dessa forma, ao final da atuação desses processos, tem-se como resultado uma gama variada de tipos de itabirito e rochas associadas.

As minas do Complexo de Alegria possuem reservas muito grandes de minério de ferro itabirítico. Uma parte majoritária destas reservas apresenta goethite como mineral portador de ferro principal, o segundo em abundância a hematite, sendo o principal mineral de ganga o quartzo.

Grande parte do Complexo de Alegria é lavrada pela Samarco Mineração S.A., que está entre os grandes produtores mundiais de pelotas de minério de ferro.

Os minerais componentes dos minérios de ferro de Alegria apresentam-se em diversas feições e tramas microestruturais. Assim, a goethite mostra as seguintes feições principais: botrioidal, maciça, porosa, terrosa e fibrosa (ROCHA *et al.*, 2011). Esta última feição da goethite é pseudomórfica de anfíbola preexistente, que atualmente acha-se totalmente alterada para goethite (ROCHA *et al.*, 2009) e algum quartzo. A hematite está presente principalmente na feição martítica.

Vários desses itabiritos goethíticos apresentam teores variáveis, às vezes acima das especificações técnicas, dos elementos alumínio, silício e, algumas vezes, também fósforo.

O agravante é que esse teor se mantém nos concentrados do minério, após a remoção do quartzo, por flotação (flutuação). Em algumas amostras, minerais portadores de alumínio e silício foram detectados, como caulinite e gibbsite, mas em outros não (ROCHA *et al.*, 2011). Assim, suspeita-se que estes elementos químicos podem estar presentes como solução-sólida na goethite e/ou na hematite ou mesmo podem ocorrer como inclusões minoritárias e muito pequenas nestes minerais principais.

Para tentar esclarecer a ocorrência das impurezas, analisadas na forma de Al_2O_3 , SiO_2 e P, usou-se principalmente a difração de raios-X e a microanálise por microsonda WDS. Também foram usadas as microscopias óptica e eletrônica de varrimento.

2 – Materiais e equipamento

Duas amostras de itabiritos goethíticos foram coletadas na Mina de Alegria para a realização desta pesquisa, amostras A61 e A62. Ambas mostravam teores significativos das impurezas químicas mencionadas, mas tinham aspecto macroscópico diferente, sendo que na A62 notavam-se fibras milimétricas e submilimétricas, mas na A61 essas fibras não foram observadas.

As amostras foram preparadas da seguinte maneira: elas foram britadas, moídas e foi feita deslamagem, em equipamentos em escala de bancada. A granulometria ficou, então, entre 0,150mm e 0,010mm.

Utilizou-se a difração de raios-X para identificar as fases minerais presentes, numa abordagem semiquantitativa. Numa segunda etapa, foi feita a determinação de parâmetros da rede cristalina do mineral goethite, para verificar a ocorrência ou não de deformação desta rede, devido à presença de outros íons, além daqueles componentes do mineral puro, ou seja, Fe^{3+} , O^{2-} e OH^- . O equipamento usado foi o difratômetro de raios-X para amostras em pó, marca Philips (Panalytical), sistema X'Pert-APD, controlador PW 3710/31. Utilizou-se tubo de ânodo de cobre.

Os estudos de microestrutura e microanálise foram efetuados principalmente com o microscópio eletrônico de varrimento (MEV) marca Jeol, modelo JSM-5410, com um microanalisador de raios-X dispersivo em energia (EDS) marca Noran, modelo TN-M3055.

Microanálises quantitativas foram executadas em microsonda eletrônica com espectrômetros dispersivos em comprimento de onda (WDS), JEOL, modelo JXA8900RL.

Alguns estudos microestruturais de alta resolução foram feitos com o microscópio eletrônico de varrimento (MEV) com canhão de emissão por efeito de campo (field-effect gun – FEG), marca FEI, modelo Quanta 200 FEG.

Por último, mas não menos importante, efetuou-se estudo de microscopia óptica, por meio de secções polidas, com o microscópio marca Leitz/Leica, modelo Orthoplan Pol.

3 – Resultados e discussão

A tabela 1 mostra a composição química das duas amostras de itabiritos. As análises foram efetuadas por via úmida (dicromatometria), para a determinação das percentagens de Fe (ferro total) e FeO e, em espectrômetro de emissão a plasma (ICP), para a determinação dos teores de Al_2O_3 , P (fósforo) e MnO_2 . Os valores de perda por calcinação (PPC) foram feitos por gravimetria. Os teores de SiO_2 foram definidos por diferença.

Tabela 1 – Composição química dos itabiritos (% em massa).

	Fe total	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	P	MnO ₂	PPC
Amostra A61	43,58	1,79	33,10	0,82	0,012	0,07	3,68
Amostra A62	46,06	0,26	26,67	0,27	0,098	0,02	6,96

Verifica-se que os teores de fósforo são relativamente altos (SOUZA JR. & BRANDÃO, 1996), especialmente para a amostra A62. O maior valor da PPC é consistente com uma maior quantidade de goethite na amostra A62 (tabela 2); também, o teor mais alto de FeO é compatível com a percentagem mais elevada de magnetite no itabirito A61.

As composições mineralógicas estão indicadas na tabela 2. Foram usados os métodos de difração de raios-X e análise modal em microscopia óptica de luz refletida. Cumpre observar os teores inexpressivos de hematite lamelar e os elevados conteúdos de hematite martítica e de goethite. Como se trata de amostras brutas de itabirito, os teores de quartzo são elevados.

Tabela 2 – Composição mineralógica dos itabiritos (% em massa).

	Goethite	Hematite martítica	Hematite lamelar	Magnetite	Quartzo
Amostra A61	30	35	0	8	27
Amostra A62	48	21	1	4	26

Os teores dos elementos Al, Si e P são importantes nos concentrados, após a concentração dos minérios itabiríticos. Estes elementos minoritários são usualmente reportados como Al₂O₃, SiO₂ e P. Ressalte-se que aqui se refere ao Si restante nos concentrados, após a remoção da quase totalidade do quartzo original. Estudos anteriores sugeriram que estes elementos ocorrem principalmente nas diversas feições da goethite presentes nos itabiritos (SANTOS *et al.*, 2002).

Para se verificar a possibilidade desses elementos estarem presentes na rede cristalina da goethite, como substituição isomórfica, foi realizada a análise por difração de raios-X, para verificação de distorções na cela unitária deste mineral (NORISH & TAYLOR, 1961). Para esta determinação, usou-se o próprio quartzo natural das amostras como padrão interno, para correção das distâncias interplanares deste mineral e, principalmente, da goethite.

Como se verifica na tabela 3, houve contração para ambas as reflexões de difração estudadas na goethite correspondentes aos índices (110) e (111). Comprovou-se, assim, que ocorreu compactação da cela unitária da goethite, maior na amostra A62, mas ainda bem significativa na amostra A61.

Tabela 3 – Contração de distâncias interplanares da cela unitária da goethite por difração de raios-X.

Amostra A61									
Quartzo				Goethite					
Reflexão Å	Padrão ICDD	Medida	Diferença	Reflexão Å	Padrão ICDD	Medida	Corrigida	Diferença	Difer. %
25% (100)	4,2359	4,2693	0,0334	100% (110)	4,1830	4,1963	4,1629	-0,0201	-0,4805
100% (101)	3,3300	3,3508	0,0208	50% (111)	2,4500	2,4525	2,4317	-0,0183	-0,7469
Amostra A62									
Quartzo				Goethite					
Reflexão Å	Padrão ICDD	Medida	Diferença	Reflexão Å	Padrão ICDD	Medida	Corrigida	Diferença	Difer. %
25% (100)	4,2359	4,2792	0,0433	100% (110)	4,1830	4,1932	4,1499	-0,0331	-0,7913
100% (101)	3,3300	3,3548	0,0248	50% (111)	2,4500	2,4526	2,4278	-0,0222	-0,9061

Esta contração muito provavelmente está associada à substituição isomórfica do Fe^{+3} na rede cristalina da goethite pelo ião Al^{+3} (NORISH & TAYLOR, 1961), mas também pelos iões Si^{+4} e P^{+5} , pois todos têm raio iónico menor do que o Fe^{+3} .

Nesta altura, é essencial provar-se, ou não, a presença desses elementos em cristais de goethite (e dos outros minerais também). A microanálise EDS da Fig. 1 mostra claramente a presença dos elementos Al, Si e P em cristal típico de goethite na amostra A62, além dos elementos maioritários Fe e O (oxigénio).

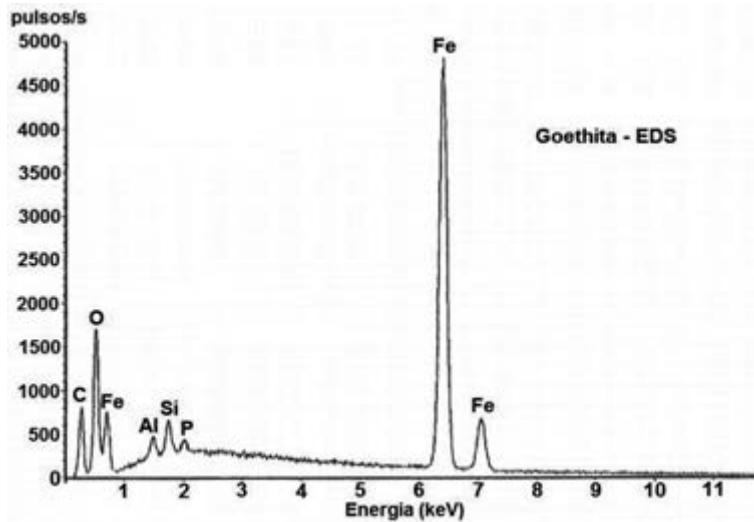


Fig. 1 – Microanálise EDS em cristal típico de goethite da amostra A62.

Este resultado analítico confirmou-se para todas as feições da goethite, evidentemente, com variações nas alturas dos picos dos elementos minoritários. Ressalte-se que o elemento P nem sempre foi detectado, principalmente na amostra A61.

Como se sabe, os resultados de EDS são semiquantitativos, em geral, apesar de serem muito úteis em estudos preliminares e exploratórios de caracterização. Assim, microanálises quantitativas foram executadas em microsonda WDS. Os resultados estão sumariados na tabela 4. Verifica-se que todos os elementos minoritários foram detectados, em concentrações significativas, isto é, acima dos respectivos limites de detecção, em todas as análises de goethites, nas duas amostras. Ao contrário, na hematite martítica, apenas o elemento Si apresentou concentração significativa na amostra A61; já na amostra A62, a hematite martítica mostrou teor baixo para Si e muito baixos, na média, para Al e P.

Verifica-se que a feição goethite botrioidal da amostra A61 mostrou os maiores teores de Al e Si, enquanto as feições fibrosa e maciça da amostra A62 apresentaram teores relativamente altos de Si e medianos de Al. A goethite fibrosa da amostra A62 teve os valores relativos mais elevados de fósforo, que também foram significativos na feição goethite maciça (tabela 4).

Tabela 4 – Microanálises WDS dos itabiritos A61 e A62 (dados em % em massa).

304

Limites de detecção				
Óxidos	Al₂O₃	SiO₂	P₂O₅	Fe₂O₃
	0,053	0,045	0,092	0,214
Amostra A61				
Goethite botrioidal				
Média	2,31	3,62	0,05	75,62
Desvio padrão	2,27	1,41	0,05	5,07
Menor valor	0,18	1,86	0,00	61,88
Maior valor	9,72	9,27	0,21	85,00
Hematite martítica				
Média	0,00	0,76	0,00	99,22
Desvio padrão	0,00	0,18	0,00	0,21
Amostra A62				
Goethite fibrosa				
Média	0,31	1,67	0,31	83,37
Desvio padrão	0,28	0,55	0,19	4,25
Menor valor	0,00	0,32	0,00	77,38
Maior valor	1,01	2,85	0,72	96,59
Goethite maciça				
Média	0,50	3,17	0,15	80,85
Desvio padrão	0,61	1,14	0,15	1,60
Menor valor	0,01	0,96	0,02	77,64
Maior valor	2,62	5,05	0,73	83,29
Hematite martítica				
Média	0,12	0,64	0,08	96,47
Desvio padrão	0,19	0,54	0,14	2,74
Menor valor	0,00	0,06	0,00	90,95
Maior valor	0,66	1,72	0,54	99,45

A seguir, descrevem-se os aspectos microestruturais mais importantes das amostras estudadas (SANTOS *et al.*, 2002; SANTOS & BRANDÃO, 2003). As legendas dos minerais e feições morfológicas microestruturais são as seguintes: Hm=hematite martítica; Gb=goethite botrioidal; Gf=goethite fibrosa; Gm=goethite maciça; Gp=goethite porosa; M=magnetite; Q=quartzo; R=resina de impregnação; Po=poro.

As Figs. 2 e 3 ilustram os principais minerais e suas morfologias na amostra A61. As partículas estão praticamente todas libertadas e são compostas de goethite botrioidal, hematite martítica e quartzo. Na Fig. 3, mostra-se partícula de origem martítica, composta de hematite martítica, com a típica trama em treliça (MORRIS, 1985), e goethite maciça (não abundante nesta amostra). Há várias partículas anédricas e angulosas de quartzo nas Figs. 2 e 3.

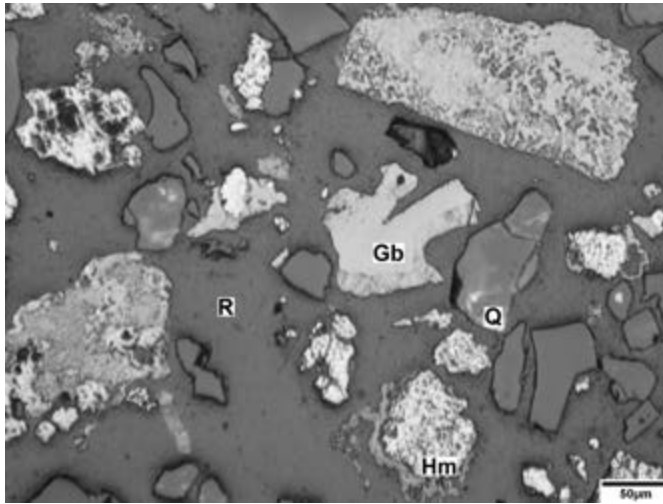


Fig. 2 – Amostra A61: partículas, quase todas libertadas, compostas de goethite botrioidal, hematite martítica e quartzo. Observação por microscopia óptica de luz refletida, nicóis descruzados.

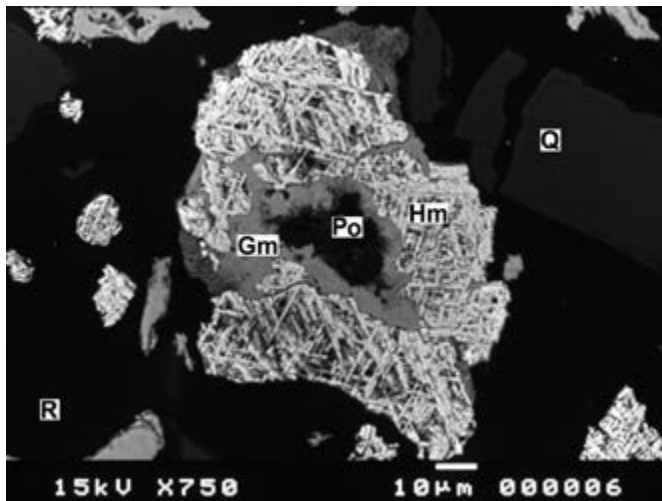


Fig. 3 – Amostra A61: partícula de origem martítica, composta de hematite martítica e goethite maciça; à direita, partículas de quartzo; todas as partículas estão libertadas. Observação por microscopia eletrônica de varrimento (MEV), imagem de elétrons retrodifundidos.

Aspectos microestruturais importantes da amostra A62 estão ilustrados nas Figs. 4 e 5. Há predominância da goethite fibrosa, com ocorrência bem menor das variedades botrioidal e maciça. Também há ocorrência abundante de hematite martítica e quartzo. Os demais aspectos são similares aos da amostra A61.

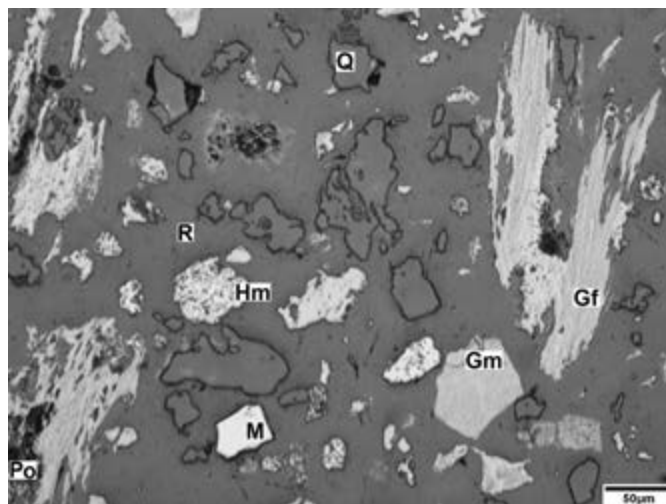


Fig. 4 – Amostra A62: partículas, quase todas libertadas, compostas principalmente de goethite fibrosa, poucas goethites maciça e botrioidal; presença de hematite martítica, quartzo e uma única magnetite. Observação por microscopia óptica de luz refletida, nicóis descruzados.

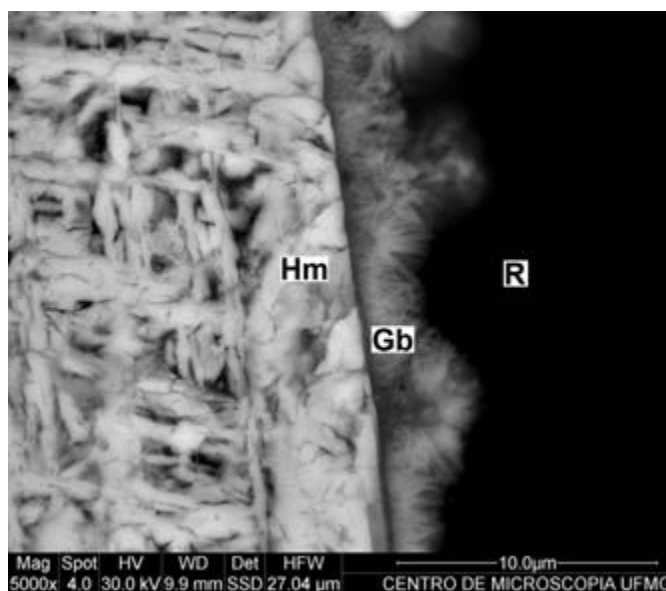


Fig. 5 – Amostra A62: detalhe da borda de grão de hematite martítica, com a típica trama em treliça, recoberta com fina crosta de goethite botrioidal. Observação por microscopia eletrônica de varrimento de alta definição (MEV-FEG), imagem de elétrons retrodifundidos.

Mesmo com grandes aumentos, como na Fig. 5, e em outras com ampliação maior ainda, analisadas no MEV-FEG, não se detectou qualquer fase portadora de alumínio e fósforo. Excluindo o quartzo, que é facilmente separável por flotação (flutuação), resta ainda o teor de Si, que tampouco pode ser associado a alguma inclusão na goethite e nem na hematite.

4 – Conclusões

Conclui-se que os elementos minoritários Al, Si e P encontram-se principalmente associados à goethite, em todas as suas feições morfológicas, principalmente a fibrosa e a botrioidal, seguidas da feição maciça.

A hematite martítica apresentou-se bem mais pura, sendo detectados teores significativos apenas de silício.

Nenhum método analítico utilizado, inclusive a microscopia eletrônica de varrimento de alta resolução (MEV-FEG) e a difração de raios-X, identificou qualquer inclusão portadora potencial destes elementos. Como a difração de raios-X comprovou a compactação da célula unitária da goethite, o que é indicativo de substituição isomórfica por íons menores que o Fe^{3+} , conclui-se que os elementos Al, Si e P se encontram presentes como solução-sólida na rede cristalina da goethite.

Agradecimentos – Os autores agradecem à Samarco Mineração S.A. pelo fornecimento e análises químicas das amostras. PRGB agradece ao CNPq-Brasil o apoio pela bolsa de pesquisador, bem como os recursos para a pesquisa.

Referências Bibliográficas

- MORRIS, R. C. (1985) – Genesis of iron ore in banded iron-formation by supergene and supergene-metamorphic processes – a conceptual model. In: Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits. Netherlands: Elsevier Science Publishers, 13, Cap. 2, p. 73-235.
- NORISH, K. & TAYLOR, R. M. (1961) – The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethite. *Journal of Soil Science*, 12, p. 294-306.
- ROCHA, J. M. P. (2008) – Definição da tipologia e caracterização mineralógica e microestrutural dos itabirites anfibolíticos das Minas de Alegria da Samarco Mineração S.A. – Minas Gerais. Belo Horizonte: Escola de Engenharia da UFMG. 2vols. Tese de Doutorado apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Engenharia Metalúrgica e de Minas da Universidade Federal de Minas Gerais, 460 p.
- ROCHA, J. M. P., BRANDÃO, P. R. G. & CANÇADO, R. Z. L. (2011) – Characterisation of the amphibolitic itabirites of the Alegria Mines, Minas Gerais, Brazil. Proceedings, Geomin 2011 – 2nd. International Seminar on Geology for the Mining Industry, Antofagasta, Chile, p. 1-10.
- ROCHA, J. M. P., BRANDÃO, P. R. G. & CHISTE, J. P. (2009) – Origem da goethita fibrosa dos itabirites anfibolíticos das minas de Alegria – Samarco Mineração S.A. Anais do 10º Simpósio Brasileiro de Minério de Ferro, Ouro Preto, MG, Assoc. Brasileira Metalurgia, Materiais e Mineração (ABM), São Paulo, p. 1-12.
- SANTOS, L. D., BRANDÃO, P. R. G. & PERES, A. E. C. (2002) – Caracterização mineralógica de minérios de ferro enfatizando a determinação de fases aluminosas. *Metalurgia & Materiais, Caderno Tecnológico, Tecnologia Mineral*, 58, p. 12-17.

SANTOS, L. D. & BRANDÃO, P. R. G. (2003) – Morphological varieties of goethite in iron ores from Minas Gerais, Brazil. *Minerals Engineering*, 16, p. 1285-1289.

SOUZA Jr., M. & BRANDÃO, P. R. G. (1996) – Minério de ferro itabirítico anfíbolítico da Mina de Alegria – Caracterização tecnológica. I Simpósio Brasileiro de Minério de Ferro: Caracterização, Beneficiamento e Pelotização, Ouro Preto, p. 1-18.

MICROESTRUTURA DE MINERAIS DE FERRO TÍPICOS
DE ITABIRITOS ANFIBOLÍTICOS ALTERADOS DO
QUADRILÁTERO FERRÍFERO (BRASIL)

MICROSTRUCTURE OF TYPICAL IRON MINERALS
PRESENT IN ALTERED AMPHIBOLITIC ITABIRITES
OF THE QUADRILÁTERO FERRÍFERO (BRAZIL)

J. M. P. Rocha¹, P. R. G. Brandão² & R. Z. L. Cançado²

Resumo – A geometalurgia é utilizada para melhorar o entendimento de qualquer depósito mineral. A Samarco Mineração S.A., um dos grandes produtores mundiais de pelotas de minério de ferro, investe em estudos de caracterização mineralógica dos minérios, como sustentação dos modelos geometalúrgicos de suas jazidas. Neste trabalho, propõe-se fazer uma investigação de detalhe na microestrutura de tipos de goethita que são muito comuns nos itabiritos de Alegria e apresentam forte influência no comportamento dos minérios que as contêm em abundância. Prepararam-se duas seções polidas de material moído e deslamado de amostras da tipologia itabirito anfibolítico martítico, para análises em microscópio óptico e eletrônico de varredura (MEV-EDS e MEV-FEG). Os principais minerais de ferro encontrados foram a martita (com ou sem magnetita relícta e goethita intra grão) e a goethita (botrioidal, pseudomórfica de anfibólio, terrosa e maciça). A porosidade e alteração dos minerais variam de médio a alto, o que é coerente com o ambiente e processo de geração desses minérios (enriquecimento supergênico). As feições texturais, treliça e esqueletal, observadas nas martitas destas amostras são típicas desse mineral nos minérios de Alegria. A hematita lamelar, de textura lisa e pouca porosidade, é totalmente distinta da martita, inclusive em seu comportamento perante processos de beneficiamento. A goethita, quando maciça, tem textura e forma totalmente distinta de quando está botrioidal ou substituindo de forma pseudomórfica o anfibólio anterior. As diferenças de forma e textura dos minerais são dos maiores responsáveis por um comportamento distinto dos minérios em processos de beneficiamento.

¹ Samarco Mineração S.A., Mariana, MG, Brasil; junia@samarco.com

² Depto. Engenharia de Minas, Univ. Federal Minas Gerais UFMG, Belo Horizonte, MG, Brasil; pbrandao@demin.ufmg.br

Palavras-chave – Geometalurgia; Caracterização; Goethita; Itabirito anfíbolítico

310

***Abstract** – Geometallurgy is applied to improve the understanding of any mineral deposit. Samarco Mineração S.A., one of the greatest worldwide iron ore pellets producer, invests on ore mineralogical characterization studies as a base for the geometallurgical models of its ore resources. The purpose of this work is to investigate in detail the microstructure of different types of goethite, which are regular in the itabirites of Alegria and have a strong influence on the behaviour of the ores that present them in abundance. Two polished sections were prepared from grinded and deslimed samples of the amphibolitic martitic tipology and were analyzed under optical and scanning electron (SEM-EDS e SEM-FEG) microscopes. The main iron minerals found were the martite (with or without relict magnetite and intra grain goethite) and goethite (botryoidal, pseudomorphic replacement of the amphibole, earthy e massive). The minerals porosity and alteration varies both from medium to high, which is consistent with the environment and generation process of the ores (supergenic enrichment). The martite fence framework and skeletal textures are typical of this mineral in the ores of Alegria. The lamellar hematite, with flat texture and lower porosity, is totally distinct from the martite including its beneficiation behaviour. The goethite, when massive, presents texture and form totally different of that when it is botryoidal or pseudomorphic after the previous amphibole. This form and texture minerals differences are the major responsible for the distinct behaviour of the ores in beneficiation and agglomeration processes.*

***Keywords** – Geometallurgy; Characterization; Goethite; Amphibolitic itabirite*

1 – Introdução

É do conhecimento comum, que o minério de ferro é um material policristalino que foi submetido a vários processos complexos naturais durante o tempo geológico devido aos efeitos dos diferentes gradientes, tais como, transformações a alta e baixa pressão e temperaturas, calcinação, recristalização e intemperismo (VIEIRA *et al.*, 2009). Esta história geológica leva-os a ter diferentes composições mineralógicas, texturais, granulométricas e estruturais, o que consequentemente conferem aos mesmos, diferentes comportamentos industriais (VAN VLACK, 1984).

Na indústria do ferro, a geometalurgia representa uma abordagem conceitual relativamente nova para o minério. Essa abordagem é utilizada para melhorar o entendimento do depósito mineral e classificar os diferentes tipos de minério, caracterizando sua variabilidade, entendendo sua qualidade intrínseca, realizando a identificação dos processos mais adequados para seu beneficiamento e aglomeração e, assim, maximizando seu valor presente, minimizando riscos e reduzindo a variabilidade dos resultados industriais (VIEIRA *et al.*, 2009).

A Samarco Mineração S.A., um dos grandes produtores mundiais de pelotas de minério de ferro, vem investindo, nesses últimos anos, em estudos de caracterização mineralógica de seus minérios explotados, como sustentação dos modelos geometalúrgicos de suas jazidas.

Neste trabalho, propõe-se fazer uma investigação de detalhe na microestrutura de minerais de ferro, mais especificamente em tipos de goethita presentes no material que

alimenta o processo de flotação da Samarco. A relevância está no fato destes minerais serem muito comuns na jazida e apresentarem forte influência no comportamento dos minérios que os contém em abundância.

2 – Tipologia dos minérios de Alegria

As minas de minério de ferro da Samarco estão localizadas no Complexo de Alegria, no extremo leste do Quadrilátero Ferrífero, uma importante província mineral que está localizada no estado de Minas Gerais, Brasil (SAMARCO, 2004). Nelas, as encaixantes são filitos e quartzitos supracrustais pertencentes ao Grupo Caraça (inferior) e ao grupo Piracicaba Indiviso (superior) e, quanto ao minério, é representado principalmente por itabiritos da Formação Cauê do Grupo Itabira³.

As transformações mineralógicas e texturais dos minérios de Alegria encontram-se fortemente vinculadas às condições de temperatura e pressão que acompanharam os processos tectônicos que os afetaram e aos processos de origem intempérica e supergênica mais recentes, além, é claro, de variações intrínsecas às condições de deposição da formação ferrífera (ROCHA, 2008). Dessa forma, ao final da atuação desses processos, tem-se como resultado uma gama variada de tipos de itabirito e rochas associadas.

Os principais minerais de ferro dos itabiritos de Alegria são em ordem decrescente: 1) hematita, que ocorre principalmente sob a forma de martita (pseudomorfos octaédricos da magnetita, produto de sua oxidação) e em menor proporção, sob a forma lamelar ou especular; 2) goethita, que está presente principalmente sob as formas botrioidal, maciça, fibrosa (pseudomórfica de anfibólios) e terrosa e, 3) magnetita (euédrica a subédrica) que está normalmente em processo de martitização e apresenta-se em menor proporção que os demais. O quartzo é um dos principais minerais constituintes dos itabiritos e é o principal mineral da ganga. Além do quartzo podem ser encontrados, em pequena proporção, argilominerais (caulinita e gibbsita) e traços de micas. O quartzo encontra-se recristalizado, normalmente anédrico e associado aos minerais de ferro.

Esses itabiritos apresentam assembléias variadas em relação à predominância de um, dois ou mais dos minerais-minérios (hematita especular ou lamelar, martita, goethita e magnetita). Nos itabiritos anfibolíticos alterados, há a presença da goethita substituindo totalmente, de forma pseudomórfica, anfibólios fibrosos predecessores (grunerita e riebeckita) (ROCHA, 2008).

Para a elaboração da tipologia do minério, os itabiritos são subdivididos em diferentes tipos, baseados em suas associações mineralógicas e em seu comportamento distinto em testes de bancada e em testes em escala piloto, que simulam todo o processo produtivo da Samarco (ROCHA *et al.*, 2011). Atualmente estão definidos os seguintes tipos

³ O Grupo Itabira constitui uma seqüência de metassedimentos de origem química subdivididos em duas formações, da base para o topo: Cauê e Gandarela (DORR II, 1969). A Formação Cauê caracteriza-se por conter formações ferríferas bandadas do tipo Lago Superior, representada por itabiritos siliciosos, itabiritos dolomíticos e itabiritos anfibolíticos (VERÍSSIMO, 1999). O ambiente deposicional dos sedimentos ferríferos originais pode ser considerado como tendo sido uma plataforma continental, onde a precipitação química se deu em grandes períodos transgressivos, ocorrendo deposição de sedimentos de fácies óxido, silicato e carbonato (SAMARCO, 2004).

de itabiritos: especularítico (IE); martítico (IM); goethítico (IG); anfibolítico-martítico (IAM); anfibolítico goethítico (IAG); martítico especularítico (IME); especularítico goethítico (IEG); martítico goethítico (IMG) e martítico especularítico goethítico (IMEG).

Desta forma, o modelo geológico-tipológico elaborado a partir da associação dessas diversas tipologias de itabirito, carrega em si, além da informação mineralógica, também aquela referente ao comportamento destes itabiritos nos processos industriais.

3 – Influência da goethita no processamento de minérios de ferro

A goethita é um óxido de Fe hidratado e assim, sua cela unitária possui menos Fe que a da hematita e do que a da magnetita (62,9%, 70%, e 72,4%, respectivamente). Por isso, a presença de uma maior quantidade de goethita significará um concentrado com menor conteúdo metálico (Fe), quando comparado a concentrados ricos em hematita ou magnetita (FEITOSA *et al.*, 1993). Além disso, esta hidratação, medida como a perda por calcinação (PPC), é também responsável por uma fragilização das características de resistência física de pelotas queimadas de minério de ferro, que é o produto final comercializado pela Samarco.

Na etapa de beneficiamento dos minérios de ferro, a goethita é um mineral gerador de lamas e um dos principais responsáveis pela perda de eficiência da filtragem, devido, principalmente, à sua característica de gerar, com maior facilidade, frações ultrafinas em processos de cominuição. Por outro lado, mostra-se mais resistente à moagem nas suas formas maciça e botrioidal, levando ao aumento do consumo de energia, que é um dos insumos de maior custo para os processos de beneficiamento de minérios.

Quanto à influência das goethitas no consumo de reagentes no beneficiamento, observa-se uma correlação positiva delas tanto com o consumo de soda na etapa de deslamagem, como com o consumo de floculantes na etapa de espessamento. Já na flotação, o que se observa é que há uma tendência a aumentar-se o consumo de amido, que é o agente depressor de óxidos de ferro na flotação catiônica reversa de minérios itabiríticos, com o aumento dos percentuais de goethita, provavelmente devido à sua maior superfície específica (FEITOSA *et al.*, 1993).

Outra característica das goethitas é a sua impureza química, que embora não afete o comportamento destes minerais em processos de beneficiamento ou aglomeração, influencia na qualidade dos produtos gerados a partir de materiais onde este mineral encontra-se em abundância. É sabido da literatura, que nos óxidos e oxihidróxidos de Fe, o Fe^{3+} na posição octaédrica pode ser parcialmente substituído por outros cátions metálicos trivalentes de tamanho similar, tais como Al^{3+} , Mn^{3+} e Cr^{3+} , sem modificação da estrutura (substituição isomórfica). Outros cátions, p. ex., Ni, Ti, Co, Cu e Zn podem também ser incorporados na estrutura dos óxidos/oxihidróxidos de ferro (SCHWERTMANN & TAYLOR 1977). Também já é de conhecimento comum que a goethita apresenta quantidades variáveis de SiO_2 e Al_2O_3 dentro de sua estrutura cristalina, bem como de outros elementos tais como o P, Ti, Mn, Cl, Mg e K (ROCHA, 1997). Assim, fica evidente a suposição de que elementos traços encontrados em amostras contendo goethita em abundância devam estar localizados, principalmente, na estrutura desses minerais.

4 – Mineralogia das amostras

Foram coletadas duas amostras de 400 kg cada, da tipologia denominada como itabirito anfíbolítico martítico, ambas alteradas, que afloram em regiões diferentes de uma das minas de Alegria. As amostras foram preparadas para serem investigadas através de microscopia óptica e eletrônica de varredura (MEV).

A preparação constou de secagem em estufa, seguida de homogeneizações e quarteamentos, até que se obtivessem duas alíquotas correspondendo à quarta parte das amostras iniciais. Estas alíquotas foram então britadas em um britador de mandíbulas, de forma que todo o material ficasse com a granulometria inferior a 3,36 mm. O produto desta britagem foi então homogeneizado e submetido a sucessivos quarteamentos, até que se conseguissem duas alíquotas de 1750 g cada. Estas alíquotas foram submetidas a três deslamagens sucessivas e após, cominuídas em moinho de bolas até que 90% do material moído estivesse com a granulometria inferior a 0,150 mm, adequada ao processo de flotação de itabiritos. O produto desta moagem gerou duas alíquotas de 50 g das quais foram elaboradas seções polidas para as análises de microscopia.

As seções polidas foram analisadas quantitativa (método de contagem de grãos) e qualitativamente com o auxílio de um microscópio óptico de luz refletida e transmitida, marca Leitz/Leica, modelo Laborlux 12POL S. Para a investigação mais detalhada da microestrutura dos minerais, as seções polidas foram devidamente preparadas e analisadas no MEV utilizando-se um microscópio da marca *Jeol* JSM-5410, com um espectrômetro de energia dispersiva de raios-X (EDS) acoplado da marca *Noran* e modelo TN-M3055. Adicionalmente, com o objetivo de aumentar o limite de resolução e proporcionar uma investigação de maior detalhe das microestruturas das goethitas, as seções foram levadas a análises no microscópio eletrônico de varredura com canhão de emissão por efeito de campo (*field effect gun* – FEG), da marca FEI, modelos Quanta 200 FEG (resolução 1,6 nm a 30 kV em alto vácuo) e Dual-FIB Quanta 3D (resolução-feixe de elétrons de 0,8 nm a 30 kV em alto vácuo).

A tabela 1 apresenta os resultados das análises mineralógicas quantitativas das amostras.

Tabela 1 – Resultados das análises mineralógicas quantitativas.

Mineralogia dos Itabiritos anfíbolíticos martíticos alterados												
Amostras	He (%) *		Hm (%) **		G (%) ***		M (%) ****		Q (%) *****		C e Gb (%) *****	
	Vol	Peso	Vol	Peso	Vol	Peso	Vol	Peso	Vol	Peso	Vol	Peso
A61	0	0	26	35	28	30	7	9	40	27	-	-
A62	1	1	15	21	43	48	3	4	38	26	-	-

* He – hematita especular; ** Hm – hematita martítica (martita); *** G – goethita;

**** M – magnetita; ***** Q – quartzo; ***** C e Gb – caulinita e gibbsita, respectivamente.

A martita (Hm), a goethita (G) e o quartzo (Q) são os principais minerais e a magnetita (M) encontra-se em baixa proporção. A hematita especular (He), bem como os argilominerais, não estão presentes.

4.1 – Amostra A61 – Características dos minerais e microestruturas

De forma geral, os minerais têm tamanho variado (dimensões micrométricas até milimétricas) e porosidade em grau médio.

314

As goethitas estão presentes sob as formas botrioidal e intra grão de martitas, sendo neste último caso, também geradas a partir da alteração pseudomórfica da magnetita anterior. A goethita terrosa encontra-se em baixa proporção e pseudomorfos de anfibólio são raros. Já as martitas são em sua maioria subédricas e apresentam variados graus de alteração, sendo aquelas mediamente alteradas e porosas as mais abundantes. A magnetita está normalmente presente como relíquias dentro das partículas de martita (goethitizadas ou não) e o quartzo é anédrico, podendo estar liberado (maioria) ou associado aos demais minerais de ferro.

A Fig. 1 mostra a goethita botrioidal típica, magnetitas totalmente martitizadas e goethitizadas e o quartzo. Já na Fig. 2, observa-se a goethita maciça associada a magnetitas pouco martitizadas, além de partículas de martita e quartzo. As imagens foram obtidas no microscópio óptico (MO) em luz refletida com os nicóis paralelos (LRNP).

A Fig. 3, que é uma fotomicrografia tirada ao MEV com imagem de elétrons retroespalhados (IRE), mostra duas martitas também goethitizadas, muito porosas, associadas a goethita botrioidal. Nas martitas observam-se, tanto a textura típica de treliça, gerada a partir da formação da hematita nos planos ou entre os planos de partição octaédricos da magnetita, como também a textura esquelética, que é uma das feições texturais mais comuns em minérios de ferro e é gerada a partir da lixiviação preferencial da goethita quando em presença continuada de água (MORRIS, 1980). As regiões marcadas na goethita botrioidal foram também analisadas pelo microanalisador EDS. Os resultados encontrados (Tabela 2) são típicos das goethitas de Alegria, que sempre apresentam como impureza principal a sílica, ora também a alumina e menos frequentemente o fósforo. Outros elementos como o Ti, Mn, Mg também podem estar presentes.

A Fig. 4 mostra a imagem de elétrons secundários (IES) tirada no MEV-FEG FIB onde se pode observar a textura de duas regiões de uma mesma goethita maciça, separadas por uma descontinuidade (fratura). A porção inferior apresenta um aspecto mais liso que a superior e mesmo no maior aumento (> 30 000x), não são observados nem microporos nem a presença de outra fase mineral associada.

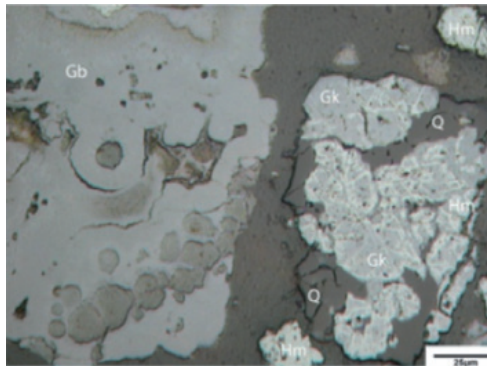


Fig. 1 – Fotomicrografia mostrando goethita botrioidal (Gb), martitas (Hm), goethitas produto da alteração da magnetita (Gk) e quartzo (Q).

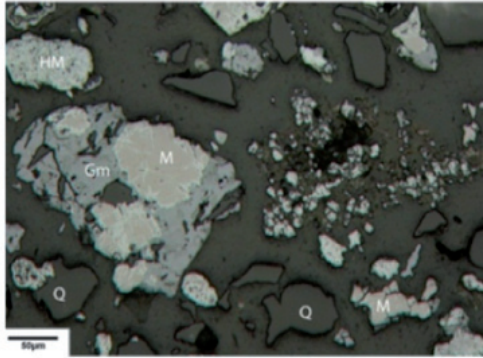


Fig. 2 – Fotomicrografia mostrando goethita maciça (Gm), martita (HM), magnetita (M) e quartzo (Q).

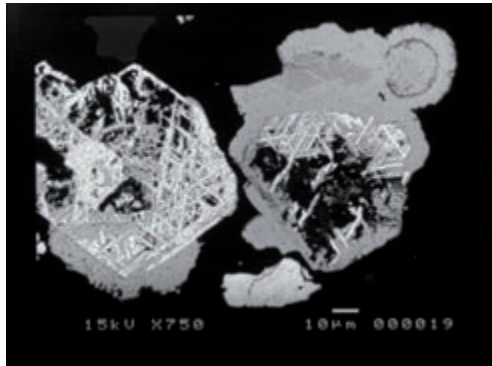


Fig. 3 – Imagem (MEV-IRE) mostrando martitas e goethitas. As regiões marcadas (1 a 4) foram analisadas pelo EDS.

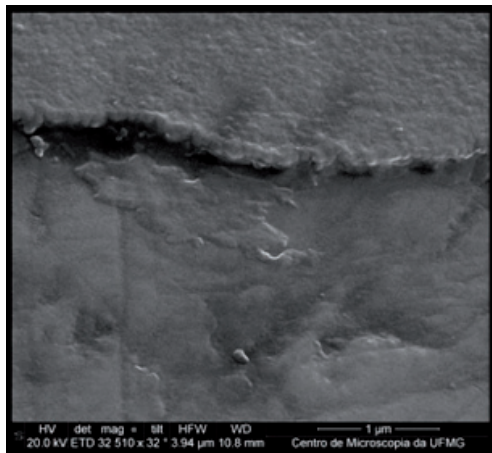


Fig. 4 – Imagem (MEV-FEG) de goethita maciça.

Tabela 2 – Resultados de microanálises de EDS nas áreas marcadas.

Área	Mineral	Elementos químicos (%)		
		Fe	SiO ₂	Al ₂ O ₃
1	Goethita	60,04	3,79	0,91
2	Goethita	58,14	4,10	3,62
3	Goethita	57,75	4,45	3,88
4	Goethita	58,75	1,71	2,00

4.2 – Amostra A62 – Características dos minerais e microestruturas

Para essa amostra, tanto o nível de alteração dos minerais de ferro como a porosidade dos mesmos são de grau elevado. O tamanho das partículas é variado.

A goethita ocorre principalmente nas formas botrioidal, pseudomórfica de anfibólio e terrosa. A martita está muito alterada e porosa, sendo frequente a observação da textura esquelética associada a goethita terrosa. A magnetita é reliquia nas martitas e o quartzo é anédrico e pode ser encontrado localmente substituindo anfibólio anterior (pseudomórfico), como ocorre com as goethitas.

Nas Figs. 5 e 6 são apresentadas as imagens observadas no microscópio óptico de goethitas pseudomórficas de anfibólios e botrioidal, além de martitas com diferentes porosidades. Estas são as formas típicas de ocorrência destes minerais nos minérios anfibolíticos de Alegria.

A sequência de imagens de elétrons retroespalhados tiradas no MEV-FEG (Figs. 7 a 9) mostra a textura fibrosa da goethita pseudomórfica de anfibólio. Como pode ser visto, a fibrosidade do anfibólio é claramente observada na goethita sob todas as ampliações. Outra observação pertinente é a de que mesmo na maior ampliação (Fig. 9), somente se observa a goethita fibrosa pseudomórfica como a única fase mineral presente.

A Fig. 10, uma imagem de elétrons secundários (MEV-FEG), mostra em detalhe a textura de treliça da martita, onde pode ser observada a substituição da hematita nos planos da magnetita.

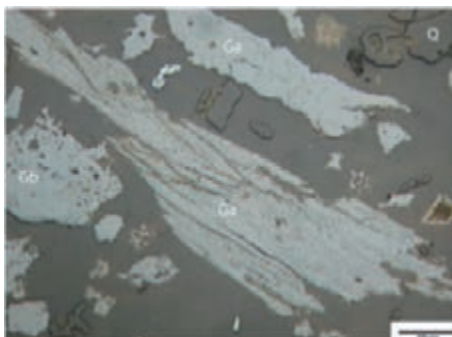


Fig. 5 – Fotomicrografia mostrando goethitas botrioidal (Gb) e pseudomórfica de anfibólio (Ga) e quartzo (Q).

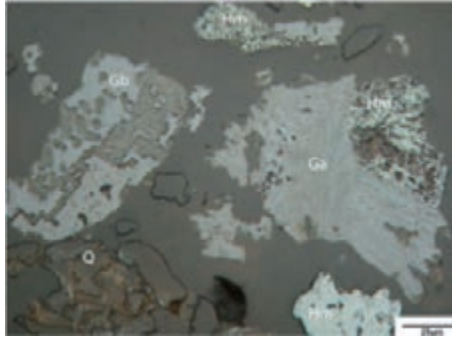


Fig. 6 – Fotomicrografia mostrando goethitas botrioidal (Gb e Ga), martitas (Hm) e quartzo (Q).

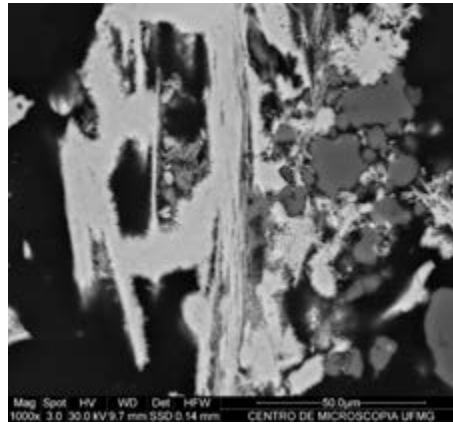


Fig. 7 – Imagem (MEV-FEG) de goethita pseudomórfica de anfibólio.

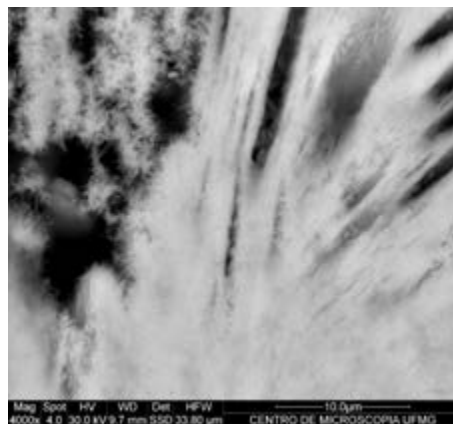


Fig. 8 – Ampliação em uma porção da goethita da Fig. 7.

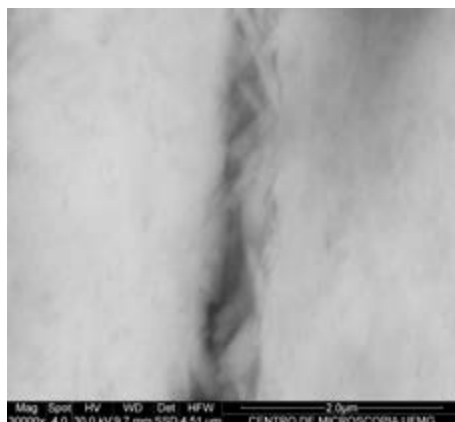


Fig. 9 – Maior ampliação na região da Fig. 8.

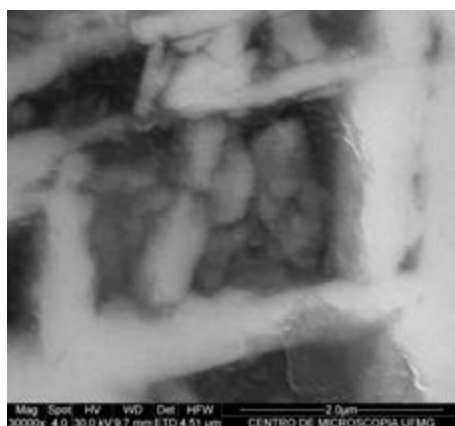


Fig. 10 – Imagem (MEV-FEG) de detalhe na textura de treliça da martita.

5 – Considerações finais

As amostras de itabirito investigadas apresentam como principais fases mineralógicas de ferro a martita, que pode conter relíquias de magnetita ou goethita associada (goethitização da magnetita) e a goethita, sendo esta última presente, principalmente, sob as formas botrioidal, terrosa-maciça e pseudomórfica de anfibólio. O grau de porosidade desses minerais varia de médio a alto, o que, aliado à própria mineralogia está totalmente coerente com o ambiente e processo de geração desses minérios, que foi por enriquecimento supergênico.

As feições texturais da martita, treliça e esquelética, observadas nestas amostras, são típicas desse mineral nos minérios de Alegria. A hematita lamelar, de textura lisa e

pouca porosidade, é totalmente distinta da martita tanto na forma, textura e porosidade como no comportamento frente a processos de beneficiamento, tais como a cominuição e a flotação.

A goethita, quando em sua forma maciça, é totalmente distinta de quando está botrioidal ou substituindo de forma pseudomórfica o anfíbolio. Essas diferenças, que são nítidas e observáveis tanto a olho nu, como ao microscópio óptico e permanecem em aumentos de grande amplitude, também se refletem em um comportamento diferenciado desse mineral em processos de beneficiamento.

Referências Bibliográficas

- DORR II, J. V. N. (1969) – Physiographic, Stratigraphic, and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero. Minas Gerais, Brazil. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., Washington, 641-A, p. A1-A103.
- FEITOSA, V. M. N., SILVA, J. P., RABELO, P. J. B. & COELHO, L. H. (1993) – Estudos de caracterização mineralógica e suas implicações no processo na mina de Alegria. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 7º, 1993, Belo Horizonte. Anais do workshop de geologia estrutural dos minérios de ferro. Belo Horizonte: FAPEMIG, 1993, p. 369-373.
- MORRIS, R. C. (1980) – A textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron-formation in the Hamersley Iron Province of western Australia. *Economic Geology*, 75, p. 184-209.
- ROCHA, J. M. P. (1997) – Caracterização de Minérios Goethíticos-limoníticos da Mina de Alegria, MG. Belo Horizonte: Escola de Engenharia da UFMG, 257 p. Dissertação de Mestrado apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Engenharia Metalúrgica e de Minas da Universidade Federal de Minas Gerais.
- ROCHA, J. M. P. (2008) – Definição da Tipologia e Caracterização Mineralógica e Microestrutural dos Itabiritos Anfíbolíticos das Minas de Alegria da Samarco Mineração S.A. – Minas Gerais. Belo Horizonte: Escola de Engenharia da UFMG. 2vol. Tese de Doutorado apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Engenharia Metalúrgica e de Minas da Universidade Federal de Minas Gerais, 460 p.
- ROCHA, J. M. P., BRANDÃO, P. R. G. & CANÇADO, R. Z. L. (2011) – Characterisation of the amphibolitic itabirites of the Alegria Mines, Minas Gerais, Brazil. Proceedings, Geomin 2011 – 2nd. International Seminar on Geology for the Mining Industry, Antofagasta, Chile, 08-10 June, Gecamin, Santiago, p. 1-10.
- SAMARCO MINERAÇÃO S. A. (2004) – Projeto Terceira Planta de Pelotização; Estudo de Pré-viabilidade. Mariana (Relatório Interno), 465 p.
- SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R. M. (1977) – Iron Oxides. In: Dixon, J. B. (eds.). Minerals in soil environments, Wiscosin, p. 145-180.
- VAN VLACK, L. H. (1984) – Princípios de Ciências e Tecnologia dos Materiais. Rio de Janeiro: Editora Campus, 567 p.
- VERÍSSIMO, C. U. V. (1999) – jazida de Alegria: Gênese e Tipologia dos Minérios de Ferro; Minas 3,4 e 5 – Porção Ocidental. Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, 2vol. Tese de Doutorado elaborada junto ao Curso de Pós-Graduação em Geociências – Área de Concentração em Geologia Regional, 234 p.
- VIEIRA, C. B., ARAÚJO, F. G. S., ROSIÈRE, C. A., SESHADRI, V. & COELHO, L. H. (2009) – Geometallurgical Approach for Quality Control of Iron Ores for Agglomeration and Reduction Processes. In: 17th Steelmaking Conference – 7th Ironmaking Conference – 1st Cleaner Production Seminar (IAS-JICA), Rosário, Argentina. 14 p.

(Página deixada propositadamente em branco)

BRAZILIAN CLINOHUMITES: A NEW
RECORD OF “PAN-AFRICAN/BRASILIANO
HUMITE-EPOCH” IN GONDWANALAND

CLINOHUMITAS BRASILEIRAS: UM NOVO REGISTRO
DA “ÉPOCA PAN-AFRICANA/BRASILIANA
DA HUMIT” NO GONDWANA

A. O. Chaves¹ & M. L. S. Fernandes¹

Abstract – Occurrences of humite-bearing marbles in the Kerala Khondalite Belt of southernmost India, South Madagascar, Sri Lanka, and the Lutzow-Holm Complex of East Antarctica prompt a fit of these areas with the Tanzania-Mozambique region of Africa and suggest an intercontinental ‘humite-epoch’ in Gondwanaland coeval with the waning stages of Pan-African tectonothermal activity. Far from these humite-bearing marbles, orange clinohumites are preserved in Brasiliano marbles from Itaoca/Gironda area (ES-Brazil). Such observation leads to the fact that Pan-African/Brasiliano Orogeny was not just one of increasing charnockite and granite genesis, but one also of concomitant intense fluorinated, water-rich fluid activity, which was transcontinental through Gondwanaland in its scope. Taken together, humite-bearing marbles from Pan-African/Brasiliano belts from Gondwanaland keep the huge dimensions of the halogenated hydrothermal fluid activity around such ‘humite-epoch’.

Keywords – Clinohumite; Pan-African/Brasiliano; Gondwana

Resumo – Mármore com o raro mineral humita ocorrem no Cinturão de Kerala Khondalite na Índia Meridional, a sul de Madagascar, no Sri Lanka e no Complexo Lutzow-Holm da Antártida Oriental. Tais ocorrências permitem um ajuste dessas áreas com a região de Tanzânia/Moçambique na África e sugerem uma “época da humita”, de expressão intercontinental no Gondwana, contemporânea aos estágios finais da atividade tectonothermal Pan-Africana. Bem distantes destes humita-mármore, clinohumitas de tons laranja encontram-se preservadas nos mármore Brasilianos da região de Itaoca/Gironda (ES-Brasil). Tal observação leva ao fato de

¹ Manoel Teixeira da Costa Research Center (CPMTC), Institute of Geosciences, Federal University of Minas Gerais (IGC-UFMG) – Brazil; alochaves@yahoo.com.br; fernandes.mlourdes@gmail.com

que a Orogênese Brasileiro/Pan-Africana foi responsável não apenas pela gênese de granitos e charnockitos, mas também por concomitante intensa atividade de fluidos ricos em flúor e água. Esta atividade foi de caráter transcontinental por todo o Gondwana no seu âmbito. Em conjunto, os humita-mármoreos dos Cinturões Pan-Africanos/Brasileiros do Gondwana guardam as assombrosas dimensões da atividade dos fluidos hidrotermais halogenados relacionados à referida “época da humita”.

Palavras-chave – Clinohumita; Pan-Africano/Brasileiro; Gondwana

1 – Introduction

The humites are a polysomatic series of extremely rare yellow to dark orange nesosilicates with the ideal formula $n(\text{Mg}_2\text{SiO}_4) \cdot \text{Mg}(\text{OH},\text{F})_2$, where $n = 1$ for norbergite; 2 for chondrodite; 3 for humite and 4 for clinohumite (ROBINSON *et al.*, 1973). These minerals form only under high partial pressure of fluorine, in the presence of water-rich fluids (YOUNG & MORRISON, 1992).

After PRADEEPKUMAR & KRISHNANATH (2000), occurrences of humite-bearing marbles in the Kerala Khondalite Belt of southernmost India, South Madagascar, Sri Lanka, and the Lutzow-Holm Complex of East Antarctica prompt a fit of these areas with the Tanzania-Mozambique region of Africa and suggest an intercontinental ‘humite-epoch’ in Gondwanaland coeval with the waning stages of Pan-African tectonothermal activity (Fig. 1).

Far from these humite-bearing marbles, this manuscript aims to present the Brazilian record of Pan-African/Brasileiro ‘humite-epoch’ in Gondwanaland, more exactly the exotic orange mineral found in the Itaoca-Gironda marbles from Espírito Santo State (Brazil), and the geological significance of such occurrence.

2 – Geological setting

The Itaoca-Gironda terrains belong to the Mantiqueira Tectonic Province. According to VALERIANO *et al.* (2011), the Mantiqueira Province is a 3000 km-long orogen that extends in roughly a NE-SW direction along the Atlantic coast of southeast-Brazil and Uruguay as a result of the the “Brasileiro”-Pan African convergence and eventual collision of paleocontinental (“cratonic”) blocks during the Neoproterozoic to Cambrian times (650 – 490 Ma), leading to the amalgamation of the West-Gondwana supercontinent.

The Araçuaí/Ribeira Belt makes up the northern portion of the Mantiqueira Province (Fig. 2), which is part of Western Gondwana and continues in Africa as the West-Congo belt. A complex collision between the São Francisco Craton, now in Brazil, and the Congo/Angolan Craton, now in Africa, drove the evolution of this belt (PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000).

The post-Transamazonian supracrustal rock sequence in the Araçuaí-Ribeira Belt has been attributed to the Paraíba do Sul Complex, which is marked by the presence of abundant banded gneisses, partially migmatized, metamorphosed in the amphibolite to granulite facies transition. It represents sedimentary marine sequences formed in two marine environments: a proximal environment, probably a shallow shelf which received terrigenous siliciclastic material to produce common sandy rocks (graywacke gneisses and

sillimanite-quartzite) interlayered with thick carbonate layers; and a distal pelite-rich environment with minor carbonate intercalations. Distal pelites gave rise to extensive kinzigitic gneisses with thin calc-silicate lenses (PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000). Small igneous intrusions, consisting of metamorphosed gabbro, pyroxenite, diorite and biotite-andesine granitoids are also found in these terrains. The ages of 2104 Ma, 774 Ma up to 631 19 Ma, obtained by U-Pb SHRIMP determinations on detritic zircon from this unit, were interpreted as the maximum and minimum source ages for the sediments (NOCE *et al.*, 2004).

In this context, Itaoca-Gironda marbles are found as a subvertical NE-SW lens, 10 km in length, together to NE-SW lineament associated sheared rocks, which are related to the 550 Ma Pan-African/Brasiliano orogeny. TUPINAMBÁ *et al.* (2007) described them as white marbles, containing calcite and dolomite, with granoblastic texture and showing incipient foliation. These rocks present decimetric dark layers containing silicate minerals that constitutes the subject of the present paper. JORDT-EVANGELISTA & VIANA (2000) recognized, by optical means, the following mineral associations in the calc silicate rocks: olivine + clinohumite, spinel s.s. + magnesium-hornblende ± phlogopite, diopside + calcic amphibole ± plagioclase, biotite/phlogopite + plagioclase ± quartz ± calcic amphibole. The presence of spinel permitted them to conclude that the granulite metamorphism conditions were attained. The chlorite formation from spinel and phlogopite; tremolite from olivine and diopside; plagioclase saussuritization and sericitization indicate retrograde metamorphism.

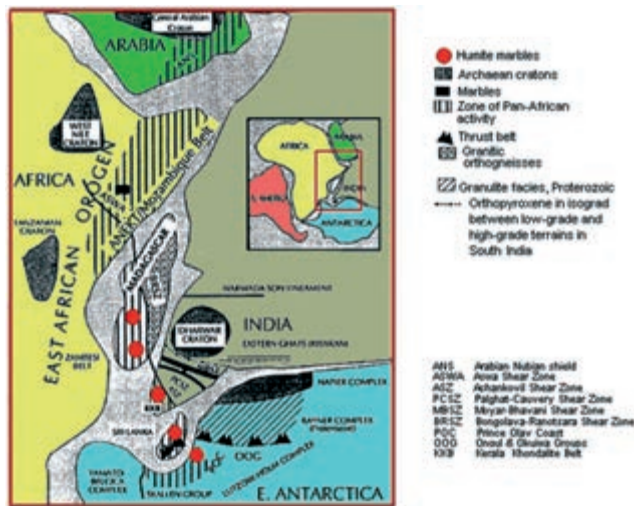


Fig. 1 – Neoproterozoic Gondwana geometry based on the perceived continuity of the Achankovil Shear Zone (ASZ), Bongolava-Ranotsara Shear Zone (BRSZ) and ASWA shear zone and humite-bearing marbles in East Gondwana. The East Gondwana-wide humite-epoch led to the formation of humite-bearing marbles in the Lutzow-Holm Complex, East Antarctica – Sri Lanka – Kerala Khondalite Belt (KKB), south India and south Madagascar. These are juxtaposed with the Tanzania-Mozambique region of the East African Orogen. The Pan-African ANEKT/Mozambique Belt starts in the Arabian Nubian Shield (ANS) and swings east near the Tanzanian craton, follows the trend of the BRSZ, the ASZ, covers Sri Lanka and culminates in the Lutzow-Holm complex (LHC) of East Antarctica (modified from PRADEEPKUMAR & KRISHNANATH, 2000).

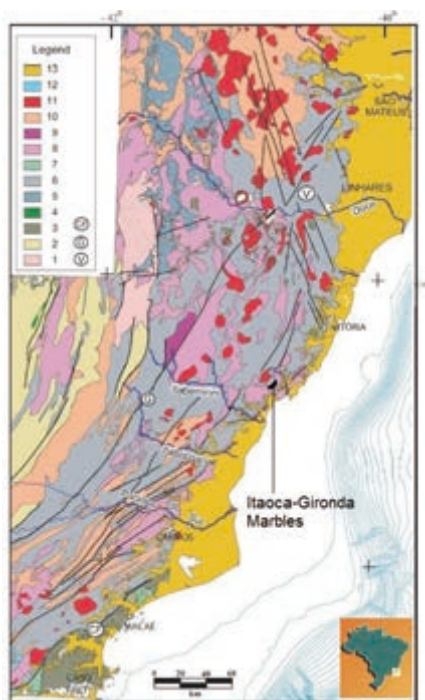


Fig. 2 – Simplified geological map of the northern Mantiqueira Tectonic Province (Araçuaí/Ribeira Orogen) from southeast Brazil. Legend: 1 – Archean. Paleoproterozoic: 2 – Paleoproterozoic unit of Occidental terrain, 3 – Região dos Lagos Complex. Neoproterozoic: 4 – metultramafic rocks, 5 – Rio Doce Gr., 6 – Kinzigitic Complex, 7 – Buzios and Palmital units, 8 – Pre-collisional suites, mainly granites to granodiorites; 9 – Undifferentiated charnockitoids, 10 – Syn-collisional suites, mainly leucogranites; 11 – Late-to-post-collisional suites; 12 – Cenozoic alkaline intrusions, 13 – Neogene (Barreiras Gr. and Quaternary deposits). CF: Cabo Frio tectonic boundary; G: Guaçuí fault; V: Vitoria-Colatina shear zone. Modified from FONTANELLI *et al.* (2009).

3 – Methodology and results

Field work has been done at Itaoca-Gironda in order to collect regional white marble samples, but only those with orange mineral macroscopic incrustations or veins. This material has been submitted to hydrochloric acid attack to eliminate carbonates and to concentrate non-carbonate material, including the orange mineral. After that, X-ray diffraction has been done in powder of the mineral phases previously separated by their color. The X-ray diffractometer system used was PANALYTICAL XPERT-PRO (generator settings: 45 mA and 40 kV) and analytical operating conditions followed step size 0.0050 2 θ and scan step time 0.8000s. Besides calcite and dolomite from marble, forsterite, spinel, serpentine (antigorite), talc, diopside, tremolite, clinocllore, pyrite, and apatite have been found. Orange mineral concentrate yielded the diffractogram shown in Fig. 3, which reveals the presence of exotic clinohumite/titanoclinohumite in such mineral association. Enlarged pictures of Itaoca-Gironda clinohumites are presented in figure 4.

4 – Discussions and conclusions

The similarities between geological/mineralogical features of marbles from East African Orogen, South Madagascar, South India, Sri Lanka, East Antarctica described by PRADEEPKUMAR & KRISHNANATH (2000) and Araçuaí/Ribeira Orogen of southeast Brazil are remarkable. In almost all regions, marbles are related to shear zones and associated to high grade metasedimentary rocks and granitoids. Such rocks were formed during Pan-African/Brasiliano Orogeny.

Marble mineralogy is practically the same in all regions, represented by calcite and dolomite, forsterite, spinel, serpentine (antigorite), talc, diopside, tremolite, clinocllore, pyrite, apatite and humite-group minerals. Is evident the significance of magnesium and calcium in such mineral association. Calcite, dolomite, forsterite, spinel, diopside, pyrite and apatite possibly have been formed/recrystallized during granulite facies prograde metamorphism. Serpentine, talc, tremolite, clinocllore and clinohumite probably have been formed from forsterite during amphibolite facies retrograde metamorphism, when fluorinated, water-rich fluid activity was present.

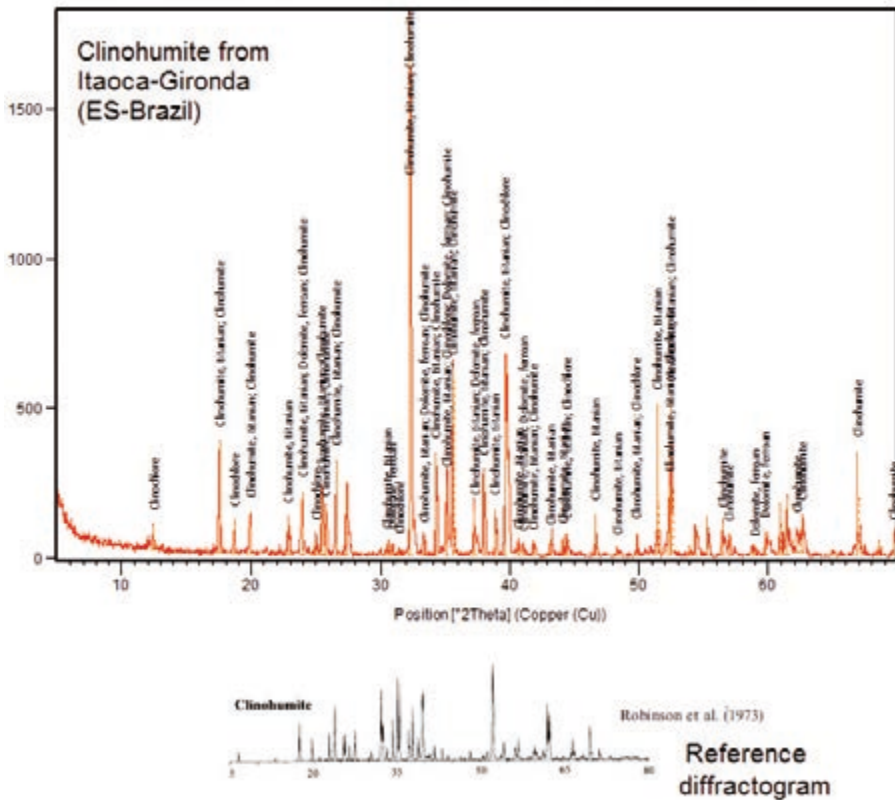


Fig. 3 – X-ray diffractogram showing the presence of clinohumite in Itaoca-Gironda marble samples.

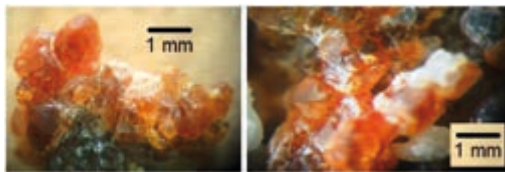


Fig. 4 – Clinohumites from Itaoca-Gironda (ES-Brazil).

It is more important to highlight that, far from humite-bearing marbles presented in Fig. 1, orange clinohumites are preserved in Brasiliano marbles from Itaoca/Gironda area. Such observation lead to the fact that Pan-African/Brasiliano Orogeny was not just one of increasing charnockite and granite genesis, but one also of concomitant intense fluorinated, water-rich fluid activity, which was transcontinental through Gondwanaland in its scope (PRADEEPKUMAR & KRISHNANATH, 2000) (Fig. 5). Taken together, humite-bearing marbles from Araçuaí/Ribeira and Mozambique Belts keep the huge dimensions of the Pan-African/Brasiliano halogenated hydrothermal fluid activity.



Fig. 5 – Gondwana assembly reconstruction showing location of Pan-African/Brasiliano events and occurrence of humite bearing marbles (adapted from GRUNOW, 1995 and PRADEEPKUMAR & KRISHNANATH, 2000).

References

- FONTANELLI P. R., De ROS L. F. & REMUS M. V. D. (2009) – Provenance of turbiditic reservoir sandstones from the Jubarte Oilfield, Campos Basin, Eastern Brazilian Margin. *Marine Petroleum Geology*, 26, p. 1274-1298.

- GRUNOW, A. M. (1995) – Implications for Gondwana of new Ordovician palaeomagnetic results from igneous rocks in the southern Victoria Land, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 100: 12589-12603.
- JORDT-EVANGELISTA, H. & VIANA, D. J. (2000) – Mármore de região de Itaoca (es) e escarnitos no contato com diques máficos e félsicos: mineralogia e petrogênese. *Geonomos*, 8, p. 61-67.
- NOCE, C. M., PEDROSA-SOARES, A. C., De CAMPOS, C. M. & MEDEIROS, S. R. (2004) – Idades U-Pb (SHRIMP) de zircões detriticos do Complexo Kinzigítico do norte do Espírito Santo: evidência de sedimentação em bacia de retroarco do Orógeno Araçuaí. In: 42o Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, Anais, p. 187.
- PEDROSA-SOARES, A. C. & WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M. (2000) – Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Araçuaí-Ribeira Belt, eastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (Editors), *Tectonic Evolution of South America*, 31st IGC, p. 265-285.
- PRADEEPKUMAR A. P. & KRISHNANATH R. (2000) – A Pan-African ‘Humite Epoch’ in East Gondwana: implications for Neoproterozoic Gondwana geometry. *Journal of Geodynamics*, 29, p. 43-62.
- ROBINSON K, GIBBS G. V. & RIBBE, P. H. (1973) – The crystal structures of the humite minerals. IV clinohumite and titanoclinohumite. *American Mineralogist*, 58, p. 43–49.
- TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., DUARTE, B. P., NOGUEIRA, J. R., VALLADARES, C., ALMEIDA, J., SILVA, L. G. do E., MEDEIROS, S. R. de, ALMEIDA, C. G. de, MIRANDA, A., RAGATKY, C. D., MENDES, J. & LUDKA, I. (2007) – Geologia da Faixa Ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, 15, p. 67 – 79.
- VALERIANO, C. de M., TUPINAMBÁ, M., SIMONETTI, A., HEILBRON, M., ALMEIDA, J. C. H. de, & EIRADO, L. G. do. (2011) – U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasileiro magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences* 32, p. 416-428.
- YOUNG, E. D. & MORRISON, J. (1992) – Relation among net-transfer reaction progress, ^{18}O - ^{13}C depletion, and fluid infiltration in a clinohumite-bearing marble. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, p. 391-408.

(Página deixada propositadamente em branco)

IDADES QUÍMICAS U-TH-PB DE MONAZITAS
DE PLACERES MARINHOS DE BUENA (LITORAL NORTE
DO RIO DE JANEIRO, BRASIL) POR MICROSSONDA
ELETRÔNICA: IMPLICAÇÕES GEOLÓGICAS

ELECTRON MICROPROBE U-TH-PB CHEMICAL DATING
OF MONAZITES FROM MARINE PLACERS OF BUENA
(RIO DE JANEIRO NORTHERN COAST, BRAZIL):
GEOLOGICAL IMPLICATIONS

E. K. Oliveira¹ & A. O. Chaves²

Resumo – Dados analíticos U-Th-Pb obtidos em microsonda eletrônica permitiram calcular idades químicas (não isotópicas) em grãos composicionalmente homogêneos e heterogêneos de monazita de placers marinhos de Buena (litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, Brasil), utilizando-se os softwares EPMA *dating* e ISOPLOT. As observações aqui apresentadas estão baseadas na premissa de que não existe ²⁰⁴Pb (não radiogênico) e que não houve interferência do ítrio nas raias de chumbo nos grãos de monazitas analisados. Embora os dados obtidos sejam ainda preliminares, ao se comparar as idades médias calculadas com as informações do mapa da compartimentação tectônica da região sudeste brasileira levantaram-se as seguintes hipóteses: a) proveniência de um dos grãos com 950 Ma a partir do Domínio Cambuci (CA), b) proveniência dos grãos com idade entre 800 e 840 Ma a partir de litotipos da *Klippe* de Italva (IT) e c) proveniência dos grãos com idades entre 765 e 780 Ma a partir de rochas do Arco Rio Negro.

Palavras-chave – Monazita; Placers marinhos; Rio de Janeiro; Idades químicas U-Th-Pb; Microsonda eletrônica; Proveniência mineral

Abstract – *Analysis of U-Th-Pb carried out by using an electron microprobe allowed to calculate chemical ages (non isotopic) of compositionally homogeneous and heterogeneous grains of monazite from marine placers of Buena (north coast of State of Rio de Janeiro, Brazil), supported on EPMA dating and ISOPLOT softwares. The observations presented here are*

¹ Centro de Desenvol. da Tecnologia Nuclear – CDTN/CNEN, Belo Horizonte, Brasil; eko@cdtn.br.

² Dept. Geologia, Univ. Federal de Minas Gerais – UFMG, Belo Horizonte, Brasil; alochaves@yahoo.com.br.

based on the assumption that there is no ^{204}Pb (non radiogenic) in the monazite grains and no interference of yttrium on the lead lines of such grains. Although data obtained are still preliminary, comparing mean ages with information from the tectonic map of southeast Brazil, some hypothesis arise: a) provenance of one 950Ma grain from Cambuci Domain, b) provenance of 800-840 Ma grains from lithologies of the Italva Klippe, and c) provenance of 765-780 Ma grains from rocks of the Rio Negro Arc.

Keywords – Monazite; Marine placers; Rio de Janeiro; U-Th-Pb chemical ages; Electron microprobe; Mineral provenance

1 – Introdução

A monazita, um fosfato rico em elementos de terras raras, é uma fase mineral acessória, comumente disseminada em diversos tipos litológicos (ígneos, metamórficos e sedimentares). Uma vez que este mineral contém quantidades significativas de Th e U, além de incorporar pouco ou nenhum Pb comum durante sua cristalização (PARRISH, 1990), a quantificação precisa por microsonda eletrônica desses elementos actínídeos e do Pb radiogênico deles derivado pode ser usada para obter informações cronológicas (MONTEL *et al.*, 1996; WILLIAMS & JERCINOVIC, 2002).

As transformações ocorridas ao longo da história geológica de uma rocha podem ficar registradas no zoneamento composicional dos seus minerais. Este zoneamento é uma das feições típicas encontradas em cristais de monazita (WILLIAMS *et al.*, 2007), percebido nas imagens de elétrons retroespalhados obtidas através da microsonda.

O objetivo deste trabalho é determinar, com o apoio da microsonda eletrônica e sua elevada resolução analítica espacial, as idades U-Th-Pb dos grãos quimicamente homogêneos (monodomínio) e heterogêneos (subdomínios) de monazita dos placers marinhos de Buena (Rio de Janeiro, Brasil), de modo a se caracterizar a proveniência (possíveis áreas fontes) desses grãos e os eventos geológicos guardados por este mineral.

2 – Enquadramento geológico

A região de Buena, área onde as monazitas foram extraídas, está localizada na porção norte do Estado do Rio de Janeiro (Brasil), geologicamente pertencente à Província Tectônica Mantiqueira. As unidades litológicas da região noroeste do Estado do Rio de Janeiro estão situadas no segmento setentrional da Faixa Ribeira (Fig. 1).

A compartimentação tectônica da Faixa Ribeira, estabelecida no seu setor central, compreende quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul/ Embú e Cabo Frio. Os dois primeiros terrenos são separados por uma zona de cisalhamento complexamente dobrada (Limite Tectônico Central – LTC), com mergulhos subverticais a moderados para NW na porção centro-sul fluminense, e mergulhos para SE na porção noroeste fluminense e sul capixaba. O limite basal dos terrenos Cabo Frio e Paraíba do Sul/ Embú está representado por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo, com mergulhos para SE e NW. Os três primeiros terrenos foram amalgamados entre *ca.* 600 e 570 Ma, enquanto que Terreno Cabo Frio foi acrescido ao final da colagem orogênica, em *ca.*

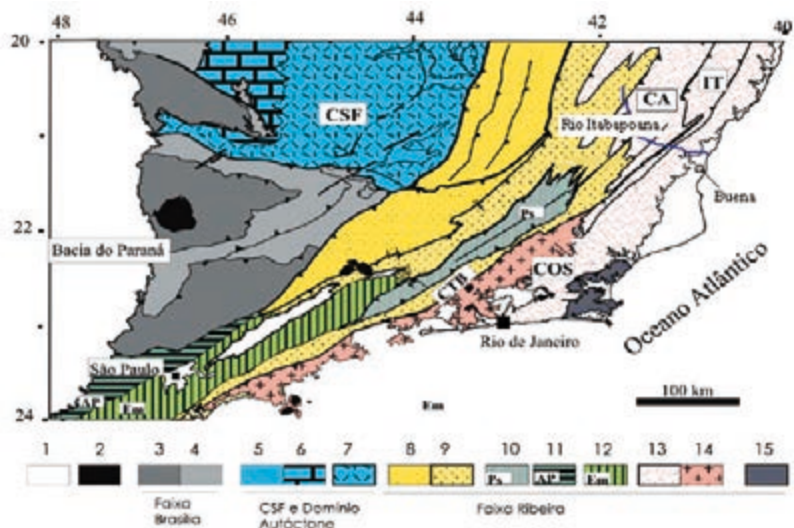
530-510 Ma. Estes terrenos representariam paleoplacas convergentes durante a formação do supercontinente Gondwana na transição Neoproterozóico/Cambriano. O Terreno Ocidental corresponderia à paleoplaca inferior (Placa Sanfranciscana), e o Terreno Oriental à placa superior, na qual se instalou o arco magmático responsável pela colisão Arco/Continente. Para leste, por trás do Terreno Oriental, o fechamento do espaço *back-arc* resultou na colisão com a paleoplaca do Terreno Cabo Frio. O Terreno Ocidental é representado pelo Domínio Tectônico Juiz de Fora, que integra rochas paleoproterozoicas do Complexo Juiz de Fora e uma sequência metassedimentar neoproterozoica conhecida como Megassequência Andrelândia. O Terreno Paraíba do Sul aflora como uma *klippe* sinformal complexamente dobrada sobre o Terreno Ocidental. É constituído por ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Quirino e por um conjunto metassedimentar rico em intercalações de mármore dolomíticos e de idade ainda incerta, denominado de Complexo Paraíba do Sul. O Terreno Oriental, que contem as rochas geradas em ambientes de arco magmático e metassedimentos neoproterozoicos, foi subdividido na região noroeste fluminense em três domínios estruturais distintos: a) o Domínio Cambuci, em posição basal, compreende uma sequência metavulcano-sedimentar com lentes de mármore e ortognaisses calcioalcalinos com ambiência tectônica de arco magmático; b) o Domínio Costeiro é constituído por metassedimentos pelíticos em fácies granulito a anfibolito alto, com intercalações de quartzitos impuros intrudidos por ortognaisses e metagabros do Arco Mágmató Rio Negro (ca. 790 a 620 Ma); c) a *Klippe* de Italva aflora sobre o Domínio Costeiro e compreende um conjunto metavulcanossedimentar com mármore calcíticos, anfibolitos (ca. 840 Ma) e paragnaisses com provável contribuição vulcânica. O Terreno Cabo Frio não aflora na região noroeste fluminense, sendo limitado por uma falha rúptil de direção NWW-SEE (TUPINAMBÁ *et al.*, 2007).

A área dos placeres, na região de Buena, caracteriza-se pela presença de corpos arenosos, marinhos, classificados mais especificamente como cordões litorâneos ou cristas praias (SUGUIO, 1998) paralelos à linha de praia, ora afastando-se, ora aproximando-se da linha de praia atual (MARTIM *et al.*, 1997). Estes cordões abrigam minerais pesados, dentre os quais encontram-se os grãos de monazita deste estudo. A região de Buena encontra-se próxima da foz do Rio Itabapoana, rio que atravessa as litologias pertencentes ao Domínio Cambuci (CA) e *Klippe* Italva (IT).

3 – Metodologia

Os grãos de monazita aqui investigados foram coletados em um concentrado final proveniente da região de Buena, em jazidas de placeres marinhos explotadas pela INB (Indústrias Nucleares do Brasil). Esses grãos foram montados em lâminas delgadas polidas e seções polidas que possibilitaram as microanálises, com determinações quantitativas simultâneas de Th, U e Pb (total), executadas em microsonda eletrônica (marca JEOL – modelo JXA-8900 – instalada na Universidade Federal de Minas Gerais), através do método de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS).

Para executar as microanálises dos grãos de monazita, conforme o procedimento de VLACH (2010), foram estabelecidas as condições instrumentais de 300nA de intensidade da corrente de feixe, 15kV de tensão de aceleração e 1 µm para o diâmetro do feixe. Os padrões analíticos utilizados foram UO₂ (U), ThSiO₄ (Th) e PbCrO₄ (Pb).



Legenda: 1 – Coberturas Fanerozóicas; 2 – Rochas Alcalinas do K/Eoceno; 3 a 4: Faixa Brasília: 3 – Domínio Externo, 4 – Domínio Interno; 5 a 7: Craton do São Francisco e Domínio autóctone: 5 – Megassequência Andrelândia autóctone, 6 – Supergrupo Bambuí, 7 – Embasamento cratônico; 8 a 15: terrenos da Faixa Ribeira: 8 – Terreno Ocidental/Domínio Andrelândia, 9 – Terreno Ocidental/Domínio Juiz de Fora, 10 – Terreno Paraíba do Sul, 11 – Terreno Apiaí, 12 – Terreno Embú, 13 – Terreno Oriental: CA – Domínio Cambuci, IT – Klippe Italva, COS – Domínio Costeiro, 14 – Terreno Oriental/Arco magmático Rio Negro, 15 – Terreno Cabo Frio.

Fig. 1– Mapa da compartimentação tectônica da região sudeste brasileira (TUPINAMBÁ *et al.*, 2007).

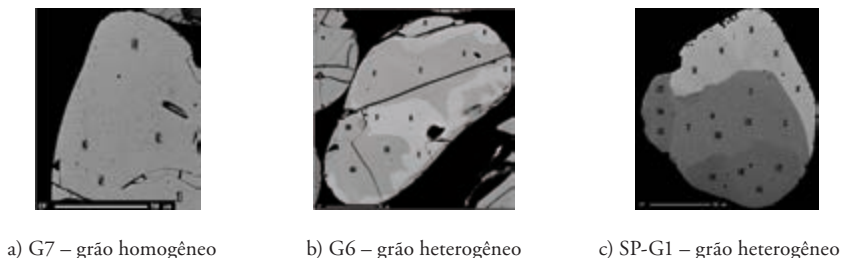
4 – Resultados

Como relação aos aspectos macroscópicos, a monazita apresenta grãos arredondados, turvos, cor amarelo claro, exibindo marcas na superfície provavelmente devidas ao mecanismo de abrasão das ondas do oceano.

A composição química de 12 dos grãos de monazita, analisados pela microsonda eletrônica (tabela 1), incluíram valores de U-Th-Pb, que serviram de base para os cálculos das idades químicas, utilizando o software EPMA *dating* (POMMIER *et al.*, 2004) e também para as idades por média ponderada calculadas pelo software ISOPLOT (LUDWIG, 2003) com intervalo de confiança de 95%. As idades químicas U-Th-Pb calculadas encontram-se na tabela 2.

A maioria dos grãos analisados através da microsonda eletrônica exibe uma distribuição homogênea do tom de cinza, enquanto dois grãos (G6 e SP-G1) apresentam tons de cinza contrastantes formando subdomínios heterogêneos e irregulares (Fig. 2). Os dois únicos grãos heterogêneos G6 e SP-G1 exibem a mesma idade média correspondendo a 779 ± 14 Ma.

Considerando grãos homogêneos e heterogêneos, a distribuição de suas idades médias abrange, preferencialmente, dois intervalos: 765 a 779 Ma (5 grãos) e 801 a 839 Ma (6 grãos). Um único grão G10 (949 ± 52 Ma) demonstrou uma idade mais elevada que todos os demais.



a) G7 – grão homogêneo

b) G6 – grão heterogêneo

c) SP-G1 – grão heterogêneo

Fig. 2 – Imagens por elétrons retroespalhados destacam os tons de cinza. (a) Interior de um grão homogêneo (monodomínio). (b e c) Grãos heterogêneos (com subdomínios composicionais).

As fraturas apresentadas pelos grãos em (a) e (b) não são originais, mas produzidas pelo processo de polimento dos grãos necessário para as microanálises.

5 – Discussões e conclusões

A variação das idades médias nos grãos de monazita investigados abrange um intervalo bastante amplo (765 ± 32 Ma até 949 ± 52 Ma), podendo indicar proveniências bastante diversas para esses grãos.

Quando as idades médias calculadas nessas análises são comparadas às informações do mapa da compartimentação tectônica da região sudeste brasileira (Fig. 1), levantam-se as seguintes hipóteses: a) proveniência do grão G10 (950 Ma) a partir do Domínio Cambuci (CA), que corresponde à porção basal do Terreno Oriental da Faixa Ribeira, b) proveniência dos grãos com idade entre 800 e 840 Ma a partir de litotipos da *Klippe* de Italva (IT) e c) proveniência dos grãos com idades entre 765 e 780 Ma a partir de rochas do Arco Rio Negro, ainda que atualmente não drenado pelo Rio Itabapoana, mas drenado por outros rios próximos a Buena.

Nos grãos heterogêneos G6 e SP-G1, provavelmente também de origem a partir do Arco Rio Negro, conforme as áreas onde existe uma distribuição irregular de subdomínios com diferentes tons de cinza (claro, médio e escuro, Fig. 2), observam-se diferentes idades médias, apesar de ambos os grãos exibirem, no geral, a mesma idade média (779 ± 14 Ma). Os subdomínios cinza claro, mais comuns nas bordas dos grãos G6 e SP-G1, apresentam idade menor (G6 = 771 ± 27 Ma; SP-G1 = 777 ± 25 Ma) em relação aos subdomínios cinza médio que ocorrem nas porções centrais dos grãos (G6 = 782 ± 16 Ma; SP-G1 = 782 ± 25 Ma). O subdomínio cinza escuro, que ocorre apenas nas bordas do grão SP-G1, apresenta uma idade ainda mais nova que a do subdomínio cinza claro, também de borda neste grão (763 ± 25 Ma). Estas observações sugerem que o subdomínio interno cinza médio guarde o evento inicial de cristalização destas monazitas heterogêneas por volta de 782 Ma, enquanto que os subdomínios externos cinza claro e escuro guardem o evento final da cristalização e possivelmente um evento de recristalização, cerca, respetivamente, 10Ma e 20Ma posteriores à cristalização inicial. O teor incorporado de ThO_2 foi menor no início da cristalização da monazita SP-G1 (7,8%, no subdomínio cinza médio), maior na fase final de cristalização (11,1% no subdomínios cinza claro) e ainda menor (7,31% no escuro) numa possível recristalização tardia.

Cabe finalmente destacar que, caso haja ^{204}Pb (não radiogênico) ou tenha ocorrido possíveis interferências do ítrio nas raias de chumbo dos grãos de monazitas analisados,

as idades, preliminarmente obtidas, estariam superestimadas e deveriam ser mais jovens. Portanto, análises isotópicas U-Pb por LA-ICP-MS atualmente em curso ajudarão na definição das idades dos respectivos grãos e das suas proveniências geológicas.

Tabela 1 – Composições químicas das monazitas de Buena

Grão/ Spot	UO ₂	CaO	SiO ₂	ThO ₂	La ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	PbO	Ce ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Total
G1.2	0,06	0,55	1,41	9,24	16,78	0,13	0,30	28,97	24,24	2,84	10,90	1,21	0,55	0,18	97,36
G1.3	0,14	0,56	1,39	9,66	16,38	0,08	0,33	30,09	25,30	3,08	9,49	1,11	0,69	0,21	98,48
G1.4	0,13	0,61	1,23	9,48	16,52	0,08	0,33	29,36	24,61	2,93	10,25	1,15	0,68	0,25	97,61
G2.2	0,15	1,07	0,22	5,87	14,18	0,06	0,23	30,78	29,47	3,12	12,68	2,27	1,43	0,24	101,76
G2.3	0,23	0,99	0,31	5,85	14,32	0,05	0,22	29,98	27,26	3,06	12,15	2,34	1,49	0,31	98,56
G2.4	0,26	0,99	0,22	5,74	14,64	0,04	0,22	30,29	28,15	3,25	11,72	2,29	1,45	0,36	99,61
G2.5	0,10	1,02	0,28	5,73	13,93	0,07	0,22	31,45	28,30	3,25	12,56	2,26	1,46	0,28	100,90
G2.6	0,26	1,01	0,28	5,77	14,14	0,11	0,22	32,13	28,93	3,09	12,11	2,29	1,47	0,22	102,01
G3.2	0,03	1,08	0,18	5,88	14,45	0,32	0,23	28,93	30,00	3,18	10,86	2,07	1,22	0,46	98,87
G3.3	0,10	1,09	0,23	6,32	14,39	0,21	0,22	27,86	28,89	3,08	11,62	1,83	1,11	0,32	97,27
G3.4	0,13	1,17	0,20	6,03	14,19	0,22	0,22	28,87	28,59	3,08	11,69	1,94	1,13	0,33	97,77
G4.3	0,07	0,90	0,23	4,73	15,52	0,14	0,18	30,61	28,93	3,17	10,80	1,99	1,27	0,38	98,92
G4.4	0,25	0,84	0,23	4,86	15,10	0,08	0,20	30,48	27,24	3,19	10,96	2,12	1,30	0,41	97,24
G4.5	0,20	0,93	0,29	5,77	14,73	0,01	0,22	30,75	27,90	3,12	10,84	2,03	0,91	0,06	97,76
G4.6	0,00	0,68	0,64	5,93	15,88	0,05	0,21	31,27	26,39	3,10	11,48	1,40	0,61	0,03	97,66
G4.7	0,11	0,73	0,42	5,67	15,64	0,00	0,19	31,01	27,59	3,55	11,25	1,80	0,63	0,17	98,77
G4.8	0,28	0,89	0,23	4,86	15,20	0,10	0,20	29,88	28,75	3,46	11,04	2,15	1,44	0,34	98,81
G5.2	0,00	0,55	0,97	7,03	19,97	0,05	0,25	31,98	28,55	2,91	8,70	0,97	0,44	0,16	102,52
G5.3	0,09	0,58	1,01	7,51	18,70	0,02	0,26	31,78	28,54	3,13	9,22	1,08	0,36	0,07	102,34
G5.4	0,10	0,62	0,91	7,29	18,31	0,03	0,24	32,29	28,46	2,97	9,20	1,17	0,47	0,11	102,17
G5.5	0,11	0,52	1,44	8,26	19,97	0,02	0,27	32,06	27,32	2,48	8,65	0,97	0,41	0,06	102,54
G6.1	0,00	0,94	0,91	8,58	12,75	0,07	0,30	30,22	27,95	3,54	13,44	2,04	1,01	0,24	101,97
G6.2	0,09	0,97	1,09	9,48	12,54	0,05	0,33	30,40	27,48	3,33	13,26	2,17	0,97	0,18	102,34
G6.3	0,10	1,50	0,37	7,97	11,01	0,12	0,28	28,59	29,52	3,40	13,67	2,56	1,41	0,39	100,88
G6.4	0,10	1,52	0,45	9,14	11,14	0,15	0,31	27,16	29,79	3,35	13,74	2,65	1,53	0,41	101,43
G6.5	0,11	1,49	0,40	8,50	11,09	0,13	0,28	27,77	30,30	3,43	13,36	2,59	1,40	0,28	101,13
G6.6	0,10	0,98	1,17	9,74	12,41	0,05	0,32	28,35	28,34	3,31	12,81	2,01	0,96	0,22	100,77
G6.7	0,10	0,94	1,19	9,73	12,33	0,07	0,32	28,53	28,22	3,43	12,56	2,00	0,95	0,24	100,62
G6.9	0,08	1,20	0,31	6,66	12,06	0,14	0,23	30,03	29,39	3,42	14,18	2,57	1,33	0,44	102,04
G6.10	0,09	1,41	0,35	7,20	11,95	0,18	0,24	30,26	29,42	3,51	14,06	2,51	1,40	0,35	102,92
G6.11	0,06	1,68	0,45	8,21	11,46	0,22	0,29	29,49	28,77	3,53	13,80	2,47	1,59	0,32	102,33
G6.12	0,10	1,61	0,47	8,50	12,04	0,20	0,29	29,76	28,25	3,47	13,94	2,57	1,44	0,32	102,95
G6.13	0,33	1,45	0,60	9,93	13,93	0,00	0,38	30,88	27,25	3,51	11,75	2,02	0,61	0,12	102,75
G6.14	0,44	1,37	0,64	9,20	13,86	0,00	0,37	31,89	26,96	3,43	11,53	1,87	0,61	0,05	102,19
G6.15	0,46	1,41	0,55	9,12	13,67	0,00	0,36	31,50	26,84	3,36	12,46	1,89	0,65	0,16	102,42
G6.16	0,51	1,40	0,60	9,52	13,98	0,03	0,37	31,52	25,84	3,19	12,48	1,94	0,68	0,05	102,12
G6.17	0,51	1,36	0,56	9,19	13,56	0,01	0,37	31,61	26,50	3,23	12,45	1,81	0,69	0,12	101,96
G6.18	0,50	1,53	0,60	9,83	13,72	0,01	0,39	30,99	26,39	3,40	12,92	1,86	0,70	0,03	102,87
G7.7	0,45	1,43	0,59	8,98	13,61	0,00	0,36	30,23	27,87	3,38	12,37	1,74	0,73	0,22	101,94
G7.8	0,31	1,31	0,53	8,96	14,12	0,01	0,36	31,32	26,71	3,02	12,05	1,78	0,65	0,07	101,19
G7.9	0,28	1,43	0,54	8,93	12,80	0,00	0,37	29,78	27,28	3,02	11,76	1,82	0,54	0,09	98,64
G8.1	0,00	0,36	1,23	6,52	16,64	0,30	0,24	32,80	28,47	2,99	9,90	1,32	0,63	0,29	101,70
G8.2	0,09	0,39	1,14	6,92	17,56	0,13	0,25	34,21	28,40	2,65	10,04	1,01	0,66	0,30	103,75
G8.3	0,10	0,40	1,14	6,91	17,25	0,13	0,24	34,43	28,58	2,88	10,02	1,24	0,44	0,19	103,94

Tabela 1 – Continuação.

G8.4	0,09	0,45	1,14	7,05	17,77	0,11	0,25	34,26	28,25	3,15	10,10	1,14	0,51	0,12	104,40
G9.1	0,03	0,59	1,15	7,77	14,41	0,36	0,29	29,84	26,82	2,86	10,97	1,55	1,05	0,37	98,07
G9.2	0,18	0,58	1,08	7,53	15,08	0,27	0,27	30,29	26,97	3,09	10,94	1,68	1,05	0,35	99,35
G9.3	0,18	0,52	1,10	7,63	14,58	0,29	0,28	30,40	27,02	3,02	10,58	1,80	1,03	0,46	98,88
G9.4	0,18	0,56	1,16	7,74	14,71	0,33	0,29	29,77	27,16	3,14	10,46	1,72	1,10	0,37	98,68
G9.5	0,18	0,58	1,19	7,64	14,34	0,33	0,28	29,91	26,73	2,80	10,47	1,76	1,21	0,56	97,98
G10.1	0,32	0,41	0,42	3,14	14,02	0,60	0,17	29,83	29,34	3,09	12,21	2,57	1,74	0,90	98,76
G10.2	0,49	0,41	0,50	3,38	12,92	0,77	0,21	29,62	30,24	3,29	12,97	2,57	1,98	0,94	100,29
G10.3	0,34	0,39	0,44	2,66	14,39	0,67	0,15	31,51	30,39	3,22	12,36	2,39	1,76	0,89	101,54
G10.4	0,32	0,39	0,42	2,37	14,44	0,70	0,14	31,42	30,48	3,15	13,01	2,50	1,73	0,86	101,94
G10.5	0,33	0,42	0,43	2,44	14,02	0,66	0,15	30,99	30,04	3,32	12,64	2,52	1,62	0,86	100,42
G11.2	0,12	0,80	0,31	5,44	14,58	0,02	0,19	32,37	25,48	3,23	12,38	1,82	0,67	0,07	97,47
G11.3	0,11	0,78	0,31	5,39	14,53	0,01	0,19	32,03	26,15	3,42	11,64	1,88	0,61	0,09	97,11
G11.4	0,12	0,69	0,28	5,04	14,72	0,00	0,18	31,97	27,77	3,31	11,41	1,73	0,58	0,06	97,84
SP-G1.2	0,20	0,58	1,83	10,87	17,45	0,07	0,39	30,43	26,32	2,70	8,39	0,89	0,35	0,00	100,46
SP-G1.3	0,21	0,63	1,90	11,34	16,22	0,08	0,41	31,07	26,09	2,87	8,79	0,98	0,32	0,11	101,03
SP-G1.4	0,22	0,63	1,80	11,07	17,35	0,08	0,38	30,96	26,25	2,56	8,88	0,99	0,42	0,11	101,68
SP-G1.5	0,21	0,60	1,85	11,29	17,32	0,05	0,40	30,52	26,45	2,62	8,61	0,96	0,31	0,19	101,38
SP-G1.6	0,14	0,64	1,03	7,83	17,70	0,06	0,29	33,28	27,78	2,77	9,34	0,97	0,39	0,07	102,27
SP-G1.7	0,14	0,77	1,05	7,76	17,55	0,05	0,27	32,99	27,74	2,95	9,64	1,05	0,42	0,10	102,46
SP-G1.8	0,14	0,61	1,02	7,75	17,38	0,04	0,27	32,64	27,63	3,03	9,17	1,04	0,38	0,08	101,19
SP-G1.9	0,13	0,67	1,01	7,58	17,84	0,05	0,27	32,64	27,89	2,70	9,25	0,95	0,47	0,00	101,43
SP-G1.10	0,12	0,60	1,05	7,81	17,82	0,04	0,28	32,58	28,08	2,84	8,62	1,05	0,50	0,08	101,45
SP-G1.11	0,09	0,68	1,09	7,80	16,74	0,07	0,28	33,13	29,29	2,83	8,31	1,02	0,49	0,14	101,94
SP-G1.12	0,05	0,63	0,91	5,97	19,76	0,04	0,20	33,49	29,15	2,98	8,46	0,82	0,35	0,07	102,87
SP-G1.13	0,07	0,58	1,07	6,79	18,89	0,04	0,23	33,87	28,62	2,74	8,82	0,78	0,25	0,07	102,81
SP-G1.14	0,07	0,56	1,07	6,84	18,44	0,03	0,23	33,68	28,60	2,73	8,97	0,89	0,38	0,00	102,47
SP-G1.15	0,06	0,57	1,07	6,79	18,87	0,03	0,23	33,81	28,96	2,74	8,63	0,72	0,34	0,00	102,81
SP-G1.16	0,13	0,81	0,92	7,82	16,18	0,07	0,28	33,52	29,53	2,79	7,02	1,31	0,61	0,16	101,13
SP-G1.17	0,11	0,90	0,78	7,84	15,56	0,08	0,27	31,87	29,54	3,10	10,36	1,35	0,61	0,16	102,53
SP-G1.18	0,12	1,01	0,81	7,78	15,62	0,08	0,27	31,29	29,50	3,06	10,30	1,36	0,62	0,12	101,93

335

Tabela 2 – Idade U-Th-Pb em monazita, utilizando o software EPMA dating (Pommier *et al.*, 2004)
Média ponderada calculada pelo software ISOPLOT (Ludwig, 2003) com intervalo de confiança de 95%

REF	Age Ma	Erro Age Ma	U ppm	Erro U ppm	Erro U %	Th ppm	Erro Th ppm	Erro Th %	Pb ppm	Erro Pb ppm	Erro Pb %	Domínio
G1.2	751	59	494	150	30	81219	1624	2	2813	150	5	-
G1.3	756	56	1199	150	13	84910	1698	2	3036	150	5	-
G1.4	786	57	1164	150	13	83301	1666	2	3101	150	5	-
Mean = 765±32 [4.2%]. Wtd by data-pt errs only. MSWD = 0.4, probability = 0.64												
G2.2	847	82	1278	150	12	51577	1032	2	2144	150	7	-
G2.3	785	77	2054	150	7	51427	1029	2	2070	150	7	-
G2.4	764	77	2301	150	7	50399	1008	2	2005	150	7	-
G2.5	841	85	908	150	17	50364	1007	2	2033	150	7	-
G2.6	783	77	2327	150	6	50724	1014	2	2070	150	7	-
Mean = 801±35 [4.3%]. Wtd by data-pt errs only. MSWD = 0.87, probability = 0.48												
G3.2	878	88	247	150	61	51647	1033	2	2089	150	7	-
G3.3	783	78	899	150	17	55505	1110	2	2070	150	7	-
G3.4	791	80	1155	150	13	52956	1059	2	2033	150	7	-
Mean = 813±130 [16%]. Wtd by data-pt errs only. MSWD = 1.5, probability = 0.21												

Agradecimentos – Os autores expressam profunda gratidão pelos ensinamentos durante a convivência com o prof. Dr. José Marques Correia Neves (in memoriam) que foi o orientador inicial. Agradecemos Ao Dr. Luiz Garcia pelas microanálises.

Referências Bibliográficas

- INDÚSTRIAS NUCLEARES DO BRASIL (INB) – Disponível em http://www.inb.gov.br/inb/WebForms/interna.aspx?secao_id=62 (consultado em 01.09.2011).
- LUDWIG, K. R. (2003) – Isoplot/Ex 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 4, 70 p.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., DOMINGUEZ, J. M. L. & FLEXOR, J.-M. (1997) – Geologia do quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo/ Louis Martin. Belo Horizonte: CPRM, 112 p.
- MONTEL, J. M., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, C., & PROVOST, A. (1996) – Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, 131, p. 37-53.
- PARRISH, R. R. (1990) – U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, p. 1431-1450.
- POMMIER, A., COCHERIE, A. & LEGENDRE, O. (2004) – EPMA Dating: age calculation from electron probe microanalyser measurements of U-Th-Pb. BRGM, Orleans, France, 9 p.
- SUGUIO, K. (1998) – Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins, Bertrand Brasil, 1222 p.
- TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., DUARTE, B. P., NOGUEIRA, J. R., VALLADARES, C., ALMEIDA, J., SILVA, L. G. E., MEDEIROS, S. R., ALMEIDA, C. G., MIRANDA, A., RAGATKY, C. D., MENDES, J. & LUDKA, I. (2007) – Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, 15, p. 67-79.
- VLACH, S. R. F. (2010) – Th-U-Pb_i dating by the Electron Probe Microanalysis, Part I. Monazite: Analytical procedures and data treatment. *Geologia USP. Série Científica*, 10, p. 61-85.
- WILLIAMS, M. L. & JERCINOVIC, M. J. (2002) – Microprobe monazite geochronology: putting absolute time into microstructural analysis. *Journal of Structural Geology*, 24, p. 1013-1028.
- WILLIAMS, M. L., JERCINOVIC, M. J. & HETHERINGTON, C. J. (2007) – Microprobe Monazite Geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 35, p. 137-175.

(Página deixada propositadamente em branco)

ESTABILIDADE DA SCORODITE PERANTE EFLUENTES MINEIROS EXEMPLOS DO NORTE DE PORTUGAL

SCORODITE STABILITY IN MINE DRAINAGE NORTHERN PORTUGAL EXAMPLES

R. M. Cepeda Alves¹, C. A. Leal Gomes² & T. M. Valente³

Resumo – Apresenta-se uma síntese de resultados procedentes de um programa alargado de reconhecimento de neoformações mineralógicas em rejeitos mineiros. Neste caso deu-se especial atenção às paragénese secundárias em que a scorodite ($\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) é fase essencial, ocorrendo sob a forma de cristais isolados, agregados ou ainda em crustificações com diferentes estados de consolidação e níveis de compactidade. Foram selecionados espaços mineiros do N de Portugal, com depósitos hidrotermais de quartzo com sulfuretos metálicos: Castelhão, Argas-Cerquido, Tibães, Adoria e Penedono. Foram analisadas águas de efluente mineiro afetadas pela interação com escombrelas e escavações, e comparadas com águas do fundo regional de cada um dos espaços mineiros. Nos casos estudados, dependendo da interação água – mineral e na sequência da oxidação da arsenopirite, as águas de embebibimento e escorrência seguem uma tendência definida até às condições de sobre-saturação e precipitação da scorodite, para um incremento de Eh e decréscimo de pH, a $\text{Eh} > 150 \text{ mV}$ e $[\text{As}] > 90 \text{ ppb}$.

Palavras-chave – Scorodite; Oxidação da arsenopirite; Sequestro metálico

Abstract – *This work synthesizes some results of an extended program of recognition of minerals newly formed in mine wastes and diggings. In this case, it deals with the secondary paragenesis holding scorodite ($\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) as an essential species, occurring as isolated crystals, aggregates or crusts, with different degrees of consolidation and compaction. The selected mining sites, in North-*

¹ Centro de Investigação Geológica, Ordenamento e Valorização de Recursos (CIG-R) – Escola de Ciências – Departamento de Ciências da Terra – Universidade do Minho, Portugal; raquelmcepedaalves@gmail.com

² Escola de Ciências – Departamento de Ciências da Terra – Universidade do Minho, Portugal; caal.gomes@gmail.com

³ CIG-R – Escola de Ciências – Departamento de Ciências da Terra – Universidade do Minho, Portugal; teresav@dct.uminho.pt

ern Portugal, corresponded to sulphide+quartz hydrothermal veins and mineralizations: Castelhão, Argas-Cerquido, Tibães, Adoria and Penedono. Mining effluents affected by the waste dumps, and the background water in each site were analysed. In the studied effluents, depending on the conditions of water-mineral interaction and arsenopyrite oxidation, the composition of affected solutions follow a definite path, till de oversaturation and scorodite precipitation: increasing Eh / decreasing pH at Eh>150mV and As concentration higher than 90 ppb.

Keywords – Scorodite; Arsenopyrite oxidation; Metal sequester

1 – Introdução

Os espaços mineiros selecionados para este estudo correspondem a jazigos hidrotermais filonianas ou venulares relacionadas com zonas de cisalhamento, em que as paragêneses primárias incluem quartzo e sulfuretos e em que a arsenopirite, sempre presente, pode ser um dos sulfuretos mais abundantes. As rochas encaixantes são de tipo metassedimentar a metavulcânico ou então são granitóides.

As tecnologias de extração e o tratamento dos “*tout venants*”, que se diferenciaram no tempo, distinguem os vários sítios mineiros, em especial, pelas características da cominuição e consequente superfície específica, que estão expressas nos estéreis rejeitados e acumulados em escombrelas: Mina do Fulão, situada na zona de cisalhamento de Argas-Cerquido; Mina de Castelhão; Mina de Tibães; Mina do Monte de Entre-Portelas – Couto Mineiro de Adoria; Mina de Sto. António – Penedono, localizadas na Fig. 1.

Com a exceção de Penedono, as restantes minas têm pequena dimensão. Lavra e tratamento de minérios rudimentares geraram estéreis grosseiros.

Em Penedono verificou-se um esquema de tratamento de minérios, tecnologicamente mais moderno e elaborado, o qual originou estéreis de calibre muito mais fino, quando comparado com aquele que está acumulado nas escombrelas dos restantes locais.

Em todos estes espaços mineiros a scorodite é ubíqua e é também o produto mais persistente da alteração supergênica da arsenopirite. A sua abundância é variável, estando conjugada com o conteúdo modal de arsenopirite que ocorre nos diversos minérios primários.

A descrição das paragêneses portadoras de scorodite e das suas ancestrais primárias encontra-se na tabela 1. Na tabela 2 discriminam-se os modos de ocorrência da scorodite.

2 – Metodologia

A colheita de amostras incidu sobre escombrelas e outros trabalhos com resíduos de calibre variável, maioritariamente grosseiros a muito grosseiros, com evidências claras da oxidação da arsenopirite e de outros sulfuretos.

Recolheram-se efluentes que interagiram com estes resíduos e ainda outras águas, de escorrência e embebibimento afetadas, ou não, pelos trabalhos mineiros e, eventualmente, coexistentes com paragêneses portadoras de scorodite.

O programa de caracterização mineralógica de escombrelas seguiu a metodologia de trabalho estabelecida em VALENTE & LEAL GOMES (1998) e foi desenvolvido em ALVES *et al.* (2010).

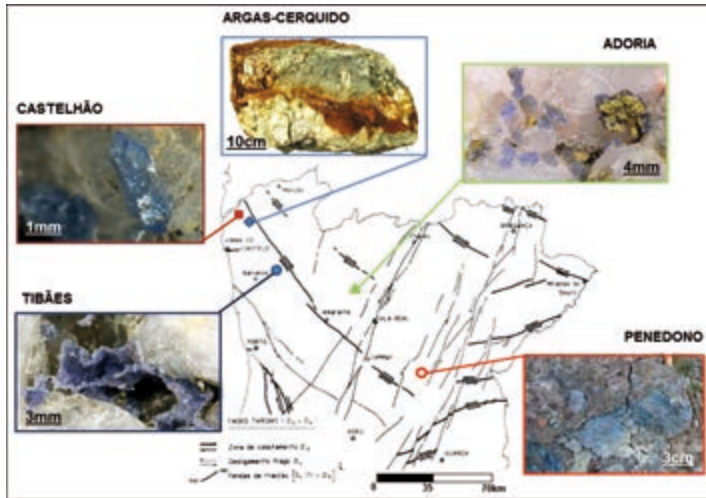


Fig. 1 – Localização dos espaços mineiros estudados – microfotografias selecionadas para alguns tipos característicos dos modos de ocorrência da scorodite (ilustram alguns dos aspetos considerados na tabela 2).

Tabela 1 – Paragéneses típicas dos diferentes ambientes mineiros onde ocorre scorodite.

Espaço mineiro	Paragénese primária	Paragénese secundária
Castelhão	pirite>marcassite>arsenopirite>> volframite>blenda	scorodite > goethite >> farmacossiderite > enxofre nativo
Argas- -Cerquido	arsenopirite>pirite> blenda> galena>calcopirite> volframite>>scheelite>> tungstato de Pb	goethite = scorodite>> beudantite–segnitite > mimetite > carminite > rooseveltite> arsenobismite > covellite > enxofre >fosgenite
Tibães	arsenopirite>pirite>marcassite> blenda>volframite>calcopirite>> apatite>pirrotite	goethite = scorodite > farmacossiderite > enxofre > covellite > strengite >> yanomamite
Adoria	arsenopirite > pirite > galena > blenda >> volframite > cassiterite >> calcopirite	goethite = scorodite > beudantite > mimetite > carminite > torbernite > anglesite > brochantite
Penedono	arsenopirite > pirite > galena > blenda	fases metaestáveis> scorodite > goethite

2.1 – Programa de amostragem

A amostragem contemplou: locais onde a área ocupada por resíduos era vasta, locais com diferentes configurações e calibres dos materiais acumulados e portadores de arsenopirite, diferentes relações entre a localização dos acumulados estéreis e a posição de infraestruturas de tratamento – por exemplo, diferentes níveis de proximidade, relativamente às escavações (trincheiras, poços ou galerias) – e, ainda, escorrências peculiares e pontos de acumulação de água.

As colheitas de água e a medição dos parâmetros expeditos – pH, potencial redox (Eh) e condutividade elétrica (EC) no campo e em laboratório – tiveram lugar entre os meses de fevereiro e maio de 2009. Em cada uma das áreas mineiras foram considerados locais de colheita situados na proximidade ou no interior das escavações (excetuando-se Castelhão).

Tabela 2 – Caracterização das ocorrências scorodíticas nos espaços mineiros em apreço. Simbologia: [D] disperso; [L] localizado; abundância relativa- (+) pouco abundante, (++) medianamente abundante, (+++) muito abundante; cristalinidade- [+e] elevada, [+] baixa, [-] aparentemente geliforme; [sc] scorodite; [pi] pirite; [goe] goethite; [arst] arsenatos indiferenciados; [ynm] yanomamite; [farm] farmacossiderite; [sulf] sulfuretos indiferenciados; [qz] quartzo.

Espaço mineiro	Localização estudada	Distribuição (Abundância)	Associação scorodítica	Descrição da ocorrência	Cristalinidade
Castelhão	Escombreira de grosseiros	D (+)	sc	Cristais isolados sobre qz (Fig. 1)	++
	Escombreira de encosta	L(++)	sc + pi	Agregados cristalinos frágeis a pulverulentos sobre sulf	-
	Escombreira	D(++)	sc + goe	Crustas revestindo cavidades em qz+sulf	+
Argas-Cerquido	Afloramento	D(+++)	sc + goe	Crustas consolidadas em bandas (Fig. 1)	-
	Trincheira	L(+)	sc + arst	Cristais individuais ou agregados botrioidais + arst, em cavidades	++
Tibães	Galeria e Trincheira	L(+)	sc (ynm)	Crescimento epitaxial de sc sobre ynm	++
	Escombreira	L(+)	sc + goe + farm	Cristais individuais ou agregados com farm sobre goe	++
Adoria	Escombreira de grosseiros	L(+)	sc	Agregados em 'roseta' sobre qz (Fig. 1)	++
	Escombreira de encosta	D(++)	sc	Crustas frágeis a pulverulentas sobre qz	-
	Escombreira de grosseiros	L(+)	sc + arst	Agregados cristalinos em esferas com arst em fendas de alteração de sulf	++
Penedono	Galeria com marcas de precipitação no teto e paredes	D(++)	sc	Crustas pulverulentas	-
	Escombreira à boca da mina -	L(+++)	sc + arst	Blocos com sc massiva	+
	Lavaria (tolva)	L(++)	sc + goe	Pós e pátinas (Fig. 1)	-

2.2 – Tratamento e preparação das amostras

Algumas amostras de mão, constituídas por materiais muito friáveis e hidratados, foram sujeitas a secagem e submetidas a sucessivas impregnações com uma resina epoxídica, com o objetivo de obter superfícies com um grau de polimento adequado à análise em microscópio ótico e microsonda eletrônica. Para isso, o corte e o polimento foram realizados sem água, por forma a atenuar os efeitos da solubilização nas superfícies. Este trabalho encontra-se desenvolvido em ALVES *et al.* (2010).

No laboratório, as águas foram filtradas com membrana de celulose esterilizada, com malha 0.45 μm . De cada amostra, uma porção foi acidificada com HNO_3 65% *suprapur* Merck e posteriormente processada.

2.3 – Protocolos analíticos

A identificação e caracterização mineralógica das neoformações mineralógicas supergênicas geradas por oxidação foram efetuadas combinando a difração de raios X – equipamento *PHILIPS* com ampola de cobre e cristal monocromador de grafite, $2\theta = 2^\circ$ a 70° – e a análise química pontual com microsonda eletrônica (MSE) – equipamento *Hyperprobe Jeol JXA-8500F* operando com 15Kv e 20nA (ver descrição em ALVES *et al.*, 2010).

No caso das águas, a medição de parâmetros em campo foi efetuada com medidor multi-paramétrico – equipamento *Orion, model 5 Star*, para leitura de EC, pH, Eh e temperatura. Foram usadas as seguintes sondas: eletrodo de pH/ATC *Triode*, referência 91-07 e célula de condutividade, referência 013010.

Realizaram-se análises laboratoriais para medição do sulfato por turbidimetria, segundo o *Standard Methods for Water Analysis*, com a referência 4500E. A alíquota acidificada foi usada para quantificação de metais por espectrometria ótica de emissão com plasma indutivo acoplado (ICP/OES), no laboratório Actlabs (Canada).

3 – Resultados

A tabela 3 reflete algumas propriedades dos efluentes (E- colhido em escombreira; G- colhido em galeria) e das águas de fundo regional (R- colhidas a montante dos domínios de influência de acumulados mineiros).

Na tabela 4 estão patentes composições médias para análises pontuais obtidas em secções de cristais de scorodite (nos casos de Castelhão, Fulão e Tibães) e análise de um núcleo de yanomamite (Tibães-ynm), extraída de uma cavidade de corrosão de arsenopirite (ver ALVES *et al.*, 2010).

Apresentam-se, ainda, as composições pontuais de um agregado cristalino de scorodite de Adoria e de uma crosta pulverulenta de scorodite de Penedono (ambos ilustrados na Fig. 1). O cálculo de átomos por fórmula teve como base a estequiometria, $A(\text{BO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [A = (Fe, Al, In); B = (P, As)].

Tabela 3 – Características das águas: (E) escombeira; (G) galeria; (R) fundo regional, dos espaços mineiros em apreço.

		T (°C)	pH	Eh (mV)	SO ₄ (mg/L)	Fe (ppb)	As (ppb)	In (ppt)
Castelhão	E	9,8	4,18	370,8	25	62,4	129,01	0,2
	R	10	4,8	358,1	3	70,9	6,80	0,3
Argas-Cerquido	E	8,9	4,33	259	4,4	25,1	35,28	0,4
	G	11,2	4,3	449,4	28	71,2	89,95	0,2
	R	9,3	4,11	270,7	1,7	23,9	0,42	0,6
Tibães	E	22,2	5,21	178	3,1	375,7	3,73	1,2
	G	20,6	5,05	203	3,8	293,7	5,54	1,7
	R	18	6,85	150	0,8	16,6	40,25	0,2
Adoria	E	12,2	5,85	264,8	1,2	5,3	0,92	0,1
	G	11,6	6,16	291,1	0,7	2,6	7,19	0,1
	R	11,5	5,3	355,4	0,1	8,1	0,43	< 0,1
Penedono	E	7	2,86	498,8	79	1390,0	1647,64	3,3
	G	6,6	4,01	444,4	18	86,4	114,61	0,5
	R	7,3	6,59	302,5	2,2	32,8	12,20	< 0,1

Tabela 4 – Variação composicional das scorodites colhidas nos diferentes espaços mineiros. Base de cálculo para as fórmulas estruturais: A (BO₄). 2H₂O [A = (Fe, Al, In); B = (P, As)].

	Fe	As	In	P	Al	Fe/As
Castelhão	0,97	1,01	0,00	0,00	0,01	0,96
Fulão	0,98	0,98	0,00	0,01	0,02	1,00
Tibães	0,98	0,97	0,01	0,02	0,02	1,01
Tibães (ynm)	0,35	0,81	0,64	0,18	0,02	0,43
Adoria	0,97	0,98	0,00	0,03	0,01	0,99
Penedono	0,98	1,01	0,00	0,00	0,01	0,97

4 – Discussão e conclusões

Na Fig. 2 A destaca-se, a sombreado, o domínio de sobressaturação correspondente à scorodite, e o domínio de estabilidade da própria scorodite, nos diagramas de ZHU & MERKEL (2001). A composição das amostras de água estudadas projeta-se nas proximidades com valores de Eh um pouco mais baixos.

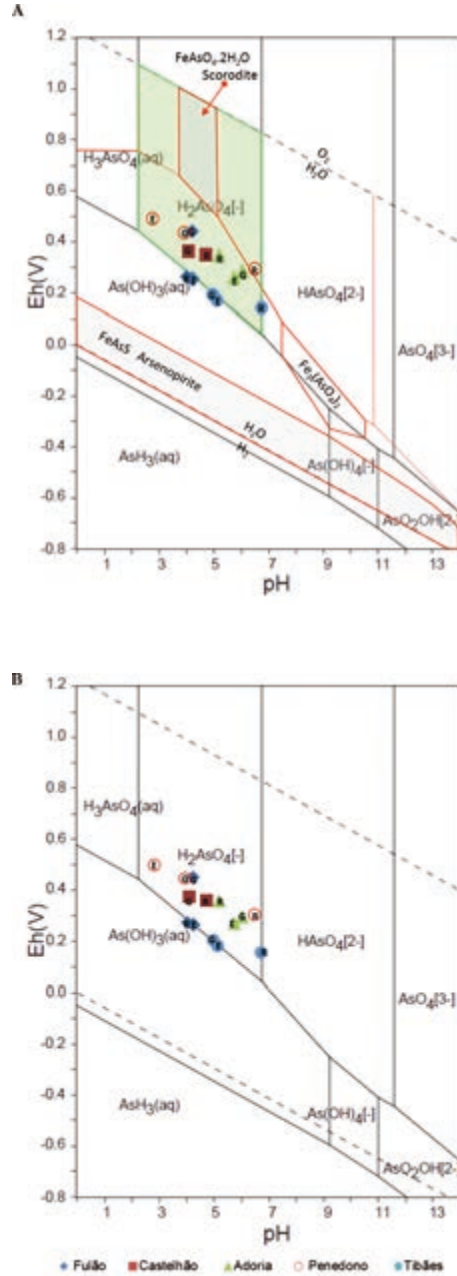


Fig. 2 – Composição da água e efluentes. **A** – Diagrama Eh-pH para o sistema As-Fe – S – H₂O (ZHU & MERKEL, 2001 – Informação da base de dados Wateq4f, software PHREEQC2). **B** – Diagrama Eh-pH para o sistema As (TAKENO, 2005 – base de dados “thermo.dat”, segundo Lawrence Livermore National Lab (LLNL), software GWB). Símbolos de classificação dos locais de coleta como na tabela 3.

Tendo em conta as observações efetuadas no campo – atendendo à localização preferencial, dimensão dos cristais e cristalinidade (em DRX) da scorodite, considerando as condições de despejo das partículas e clastos rejeitados com arsenopirite e tendo, ainda, em atenção as características dos efluentes (Fig. 3) – a interação água-scorodite verifica-se a maior Eh e menor pH que a interação com a arsenopirite. Combinando as ilações extraídas das figuras 2 e 3, esta tendência é compatível com a precipitação da scorodite para um incremento de Eh, quando a concentração de arsénio no soluto for $[As] > 89,95 \approx 90$ ppb. Isto no caso de águas que antes da interação têm as características próprias do fundo regional (na envolvente mineira) definido em Tibães.

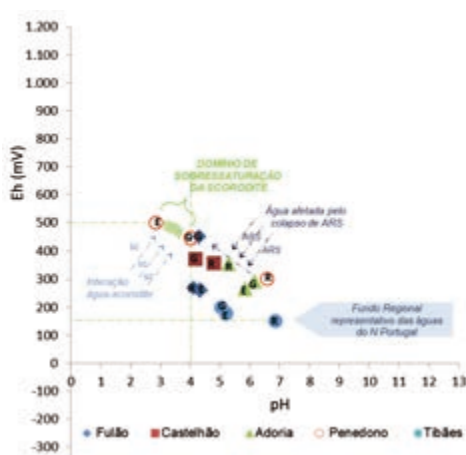


Fig.3 – Localização sobre diagrama Eh/pH dos domínios de interação das águas analisadas com os minerais arsenopirite e scorodite. Símbolos de classificação dos locais de colheita como os da tabela 3.

Na Fig. 4, os valores projetados relacionam As, In, Fe e SO_4 face à variação conjugada dos indicadores de acidez e oxidação/redução.

Os efluentes de Penedono apresentam, generalizadamente, as concentrações de iões em solução mais elevadas. Este facto reflete, certamente, o granulado muito mais fino dos estéreis ali acumulados, os quais, dadas as superfícies específicas muito maiores, devem ser mais reativos na interação com a água e, assim, podem com mais facilidade libertar constituintes.

Excluindo Penedono, em Tibães surgem os mais altos conteúdos de In. Neste sítio mineiro a reatividade dos estéreis (clastos de grandes dimensões) deverá ser bastante menor. Como resultado também deverá existir uma disponibilidade menor de constituintes para as soluções afetadas pela interação química supergénica. Ora, segundo a Fig. 4, os valores de Tibães, especialmente In e Fe nos efluentes, são bastante mais altos do que seria de esperar, considerando a quantidade de arsenopirite observada e disponível para a interação com a água. Tais valores são, contudo, compatíveis com a precipitação de scorodite com alto In e yanomamite (tabela 4 e ALVES *et al.*, 2010) e, portanto, na paragénese primária de Tibães deveriam existir conteúdos altos de In em outras fases sulfuretadas e não necessariamente na arsenopirite. Atendendo à maior dimensão dos cristais da scorodite,

maior diversidade mineralógica das suas paragéneses e também pelo facto de a yanomamite poder ser uma fase nuclear em cristais compósitos com bordo de arsenopirite, é de equacionar uma precipitação precoce da fase com In, possivelmente, ainda no depósito primário, em condições supergénicas ou até hidrotermais de baixa temperatura.

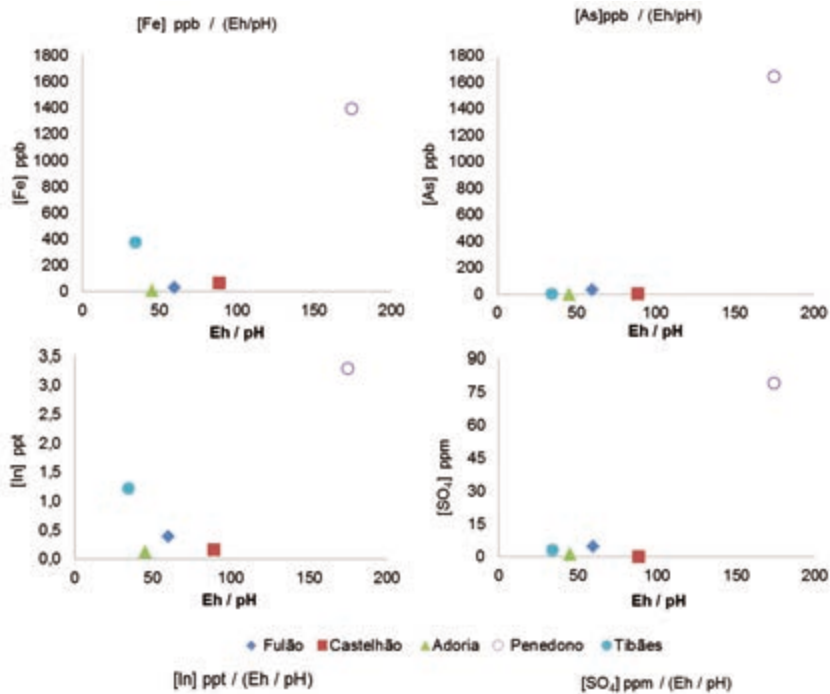


Fig. 4 – Variação de algumas concentrações de constituintes móveis perante a variação do descritor Eh/pH dos efluentes.

Agradecimentos – À Eng.^a Fernanda Guimarães e Prof. Machado Leite pela utilização da microsonda do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) ao abrigo do protocolo REEQ/18/CTE/2005 – âmbito do Programa Nacional de Reequipamento Científico. Este trabalho recebeu apoio da FCT através da bolsa de doutoramento SFRH/BD/42485/2007.

Referências Bibliográficas

ALVES, R., LEAL GOMES, C. & VALENTE, T. (2010) – A associação yanomamite-scorodite e a mineralização supergénica de In em detritos mineiros de zonas de cisalhamento com W-Au-As Zn – Norte de Portugal. e-Terra, Geosciences on-line *Journal, Geotic*, 16. <http://metododirecto.pt/CNG2010/index.php/vol/article/viewFile/421/155>. (consultado em 2011.12.20).

- TAKENO, N. (2005) – Atlas of Eh-pH diagrams Intercomparison of thermodynamic databases. *Geological Survey of Japan Open File Report* No.419, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology. Research Center for Deep Geological Environments, 280 p.
- VALENTE, T. & LEAL GOMES, C. (1998) – Tipologia e Evolução dos Materiais de Neoformação Supergénica Detectados na Escobreira da Mina de Valdarcas (Vila Nova de Cerveira – N. Portugal) – implicações ambientais. *Caderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 23, p. 43-57.
- ZHU, Y. & MERKEL, B. J. (2001) – The dissolution and solubility of scorodite, $\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ evaluation and simulation with PHREEQC2. *Wiss. Mitt. Inst. für Geologie*, TU Bergakademie Freiberg, Germany, 18, p. 1-12.

SECÇÃO 6

ÁGUA: A SEIVA DA TERRA

“O que torna o deserto bonito é ele ter um poço escondido algures por aí... – disse o príncipezinho.”

Saint-Exupéry

(Página deixada propositadamente em branco)

O REGIME INTERANUAL
DE RIOS NA REGIÃO OESTE
DE SÃO PAULO (BRASIL)

THE INTERANNUAL REGIME OF RIVERS
IN THE WESTERN REGION OF THE
SÃO PAULO STATE (BRAZIL)

P. C. Rocha¹ & L. F. Andrade²

Resumo – Este trabalho aborda o comportamento hidrológico nas bacias dos rios Aguapeí e Peixe, que drenam parte da região do Planalto Ocidental Paulista no Brasil. Para tanto, foram considerados o regime hidrológico dos rios, a precipitação, as condicionantes de uso e ocupação da área e a evolução do processo de desmatamento nas bacias. A obtenção dos regimes fluviométrico e pluviométrico foram baseados em dados diários, mensais e anuais de séries históricas. Os resultados indicam que houve significativas variações nos regimes hidrológicos dos rios Aguapeí e Peixe, ao longo da série avaliada, e as alterações mais significativas se deram a partir da década de 1970. Estas alterações no regime hidrológico dos dois rios parecem estar relacionadas a dois fatores: alteração no regime pluviométrico; e processos de desmatamento e transformação da cobertura vegetal natural, que até a década de 1970, já haviam ocorrido na maior parte da área.

Palavras-chave – Regime hidrológico; Rio Aguapeí; Rio do Peixe; Oeste paulista; Variabilidade hidrológica

Abstract – This paper discusses the hydrological behavior in the Aguapeí and Peixe river basins, which drain the Western Plateau region of São Paulo State, Brazil. To this it was considered the hydrological regime of rivers, the precipitation, the constraints in the use and

¹ Professor Assistente Dr do Departamento de Geografia e do Programa de Pós-Graduação em Geografia da FCT/UNESP – GAIA – Presidente Prudente-SP; perocha@fct.unesp.br

² Mestranda do Programa de Pós-Graduação em Geografia da FCT/UNESP – GAIA-Presidente Prudente-SP.

occupation of the area and the evolution of the deforestation process in both basins. The achievement of mean fluvial and rainfall regimes were based upon daily data and monthly and annual historical series. The results indicate that there were significant variability in hydrologic regimes of Aguapeí and Peixe Rivers throughout the evaluated series and the most significant changes happened after the 1970s. These changes in the hydrological regime of both rivers seems to be related with two factors: 1) change in mean rainfall regime; and 2) deforestation and transformation processes of natural vegetation cover, which until the 1970s, had already occurred in most of the area.

Keywords – Hydrological regime; Aguapeí River; Peixe River; West of São Paulo State; Hydrological variability

1 – Introdução

A água doce pode ser considerada, individualmente, o mais importante recurso para uso e estabelecimento territorial da humanidade. Em escala mundial, uma das causas inibidoras da expansão da agricultura e do povoamento de vastas regiões é a insuficiência de água. Em escala local, os recursos hídricos determinam a localização de certas indústrias e a geração de energia. Antigamente, o estabelecimento de povoações estava estreitamente relacionado com a localização de rios e fontes de água doce. As povoações dos oásis oferecem um exemplo desse processo (DREW, 1994).

Em macroescala, como no caso de grandes bacias hidrográficas, o padrão de *runoff* e suas intensidades e sazonalidades poderão ser controlados, primariamente, pelos efeitos climáticos. Este padrão geral reflete os padrões de precipitação e circulação geral da atmosfera. Para comparação entre bacias hidrográficas individuais, a geologia, morfometria da bacia, solos e vegetação, assim como os aspectos climáticos, interagem entre si para determinar o padrão natural sazonal de variação de *runoff* (PETTS & FOSTER, 1990).

As intervenções humanas no ciclo hidrológico se dão em diferentes pontos (ou fases do ciclo). Segundo DREW (1994), pode-se imaginar o ciclo hidrológico como uma série de armazenagens de água ligadas por transferências. De fato, muitos depósitos são, na realidade, transferências mais demoradas (por exemplo, da água subterrânea) e algumas transferências mais rápidas (por exemplo, os rios) também exercem limitada função de armazenagem. Em cada ponto de intervenção, diferentes podem ser as intensidades dos impactos. Geralmente os maiores impactos estão associados às intervenções na infiltração, na armazenagem e nos fluxos fluviais.

Normalmente, o desmatamento ou o desflorestamento exerce considerável efeito nas perdas de água. A perda de cobertura arbórea, em curto prazo, reduz a perda de água do solo por transpiração, pois as raízes profundas das árvores são arrancadas, bem como provoca maior escoamento das águas na superfície do solo, visto que a antiga manta amortecedora de folhas caídas foi substituída pela terra nua. Assim, é mais provável o aumento do fluxo direto da água para os rios (Fig. 1).

Neste trabalho, foram utilizados os dados fluviométricos de estações com série histórica longa nos rios Aguapeí e Peixe (afluentes do Alto Rio Paraná), além de estimativas a partir de correlação entre as estações (Fig. 2), com o objetivo de se avaliar

o comportamento hidrológico interanual dos rios ao longo da série histórica avaliada e relacioná-lo com dados de precipitação e de cobertura da terra, na perspectiva da dinâmica temporal.

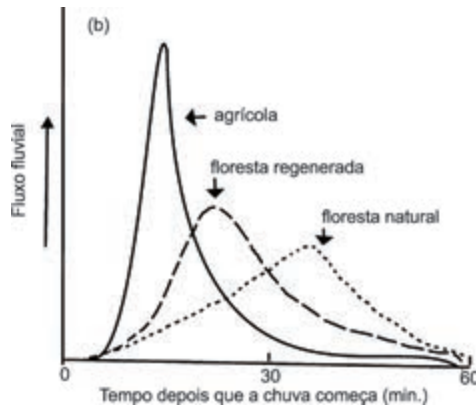


Fig. 1 – Efeitos do desmatamento no fluxo de um rio. Diferentes hidrogramas após a chuva em bacias da mesma área, com diferentes usos do solo (Fonte: DREW, 1994).

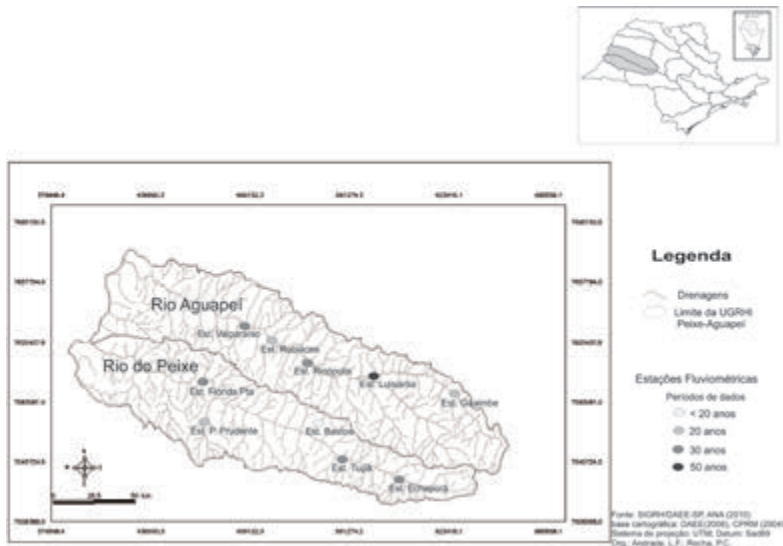


Fig. 2 – Localização da área de estudos.

2 – Procedimentos metodológicos

Segundo RICHTER *et al.* (1997), as características do fluxo contém indicadores para se avaliar a integridade do ecossistema fluvial ao longo do tempo. O fluxo natural de um

rio varia conforme a escala de tempo avaliada, na ordem de horas, dias, estações do ano, anos e adiante. No entanto, são necessários muitos anos de observação em uma estação fluviométrica para se descrever as características do padrão de fluxo de um rio, em termos de quantidade, periodicidade e variabilidade, que é o seu regime de fluxo natural. Em bacias hidrográficas que carecem de dados hidrológicos de série longa, as análises podem ser estendidas estatisticamente a partir de outra estação localizada na mesma área geográfica (POFF *et al.*, 1997).

Foram inventariadas as estações fluviométricas com séries históricas longas em funcionamento e/ou que tiveram série longa de dados até recentemente, a partir de levantamento junto a Agência Nacional de Águas e ao Departamento Estadual de Águas de São Paulo/SIGRH. Posteriormente, foi avaliada a localização das estações representativas e solicitados os dados hidrológicos diários. Para as estações com série histórica incompleta, os dados foram estimados a partir de correlacionamento (neste trabalho estabelecido para R^2 maior que 0,7) através de regressão linear simples entre estações dentro da mesma área geográfica, conforme preconizado por POFF *et al.* (1997). Cabe lembrar que as duas bacias de drenagem pertencem à mesma região climática, geológica e geomorfológica. Para este estudo, foram utilizados os dados de médias anuais das séries hidrológicas das estações disponíveis para estas bacias. Foram escolhidas duas estações, uma a cada bacia hidrográfica, como representativas para este estudo.

Os dados de precipitação foram analisados qualitativamente, baseado nos comentários dos trabalhos de MONBEIG (1984), ZAVATINI (1998) e SANT'ANNA NETO (2000). Foram também utilizados, para análise quantitativa, os dados de precipitação de quatro estações pluviométricas com série longa de dados, em diferentes posições geográficas e diferentes altitudes ao longo das bacias em estudo. São elas: estações pluviométricas de Garça, Luziânia, Monte Castelo e Panorama, cujos dados estão disponibilizados *online* e acessados no *site* do DAEE/SIGRH-SP (Sistema de Gestão de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo). Esses dados foram utilizados para fornecer uma análise preliminar do comportamento sazonal e interanual da precipitação total nos trechos alto, médio e baixo das bacias e no auxílio à identificação dos períodos hidrológicos.

Foram também levantados qualitativamente dados de cobertura da terra, baseado nos dados de desmatamento e avanço das frentes pioneiras na região oeste paulista, conforme os estudos de MONBEIG (1984) e levantamento de SERRA FILHO *et al.* (1974) e da ONG RBMA (2007).

3 – Resultados e discussão

O regime hidrológico dos dois rios, em estudo, pode ser observado na Fig. 3 e na tabela 1. Os dois rios apresentam alteração nas suas magnitudes interanuais desde o início da década de 70, acompanhando o que apresentam os rios Paraná e Paraguai. O diferencial para o rio Paraná é que este ainda apresenta um achatamento dos picos de máxima e mínima desde o início da década de 70, que são atribuídos ao controle de fluxo pelos barramentos (de Usinas Hidroelétricas) a montante, que iniciaram a operação a partir deste período.

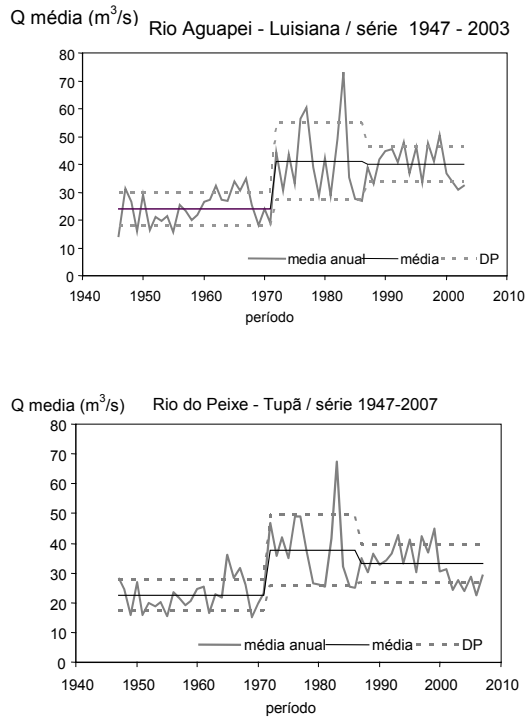


Fig. 3 – Variabilidade das vazões médias anuais e períodos hidrológicos identificados.

Tab. 1 – Valores de média e desvio padrão das séries estudadas para as estações monitoradas.

	Aguapeí	Peixe
Área de drenagem até a estação fluviométrica (km ²)	3.670	2.883
Qm série anual		
Qm 1	24,1	22,5
Qm 2	41,1	37,7
Qm 3	40,1	33,1
DP série anual		
DP 1	5,8	5,3
DP 2	13,6	12,0
DP 3	6,3	6,3
CV série anual		
CV 1	24,2	23,6
CV 2	33,2	31,9
CV 3	15,6	19,0

Obs: Dados obtidos dos valores da média anual de séries históricas, entre as décadas de 1940 e 2000. Qm (vazões médias anuais – m³.s⁻¹); DP (desvio padrão da série); CV (coeficiente de variação em %). Os valores 1, 2 e 3 indicam os três períodos hidrológicos identificados: 1 (1947-1971), 2 (1972-1987), 3 (após 1988).

Porém, não foram observados apenas dois períodos hidrológicos, mas sim, pelo menos três, considerando a série de dados utilizada. Um primeiro período até 1972; outro entre 1972 e 1987; outro a partir de 1988. Ainda é provável que este último período, ou fase hidrológica, tenha terminado em 2001, quando um novo período hidrológico pode ter começado, contudo a série de dados avaliada não permite melhor detalhamento.

O primeiro período hidrológico é caracterizado por menores valores de vazão, desvio padrão e coeficiente de variação que os valores da série completa dos dados. Isso significa menores magnitudes do fluxo e menor variabilidade interanual. O segundo período caracteriza-se por apresentar os maiores valores médios de vazão, desvio padrão e coeficiente de variação que os dados da série completa. Isso significa dizer que neste período ocorreram maiores magnitudes de fluxo e maior variabilidade interanual. O terceiro período é marcado por apresentar valores de vazão média, também superiores à média da série completa, porém com valores de desvio padrão e de coeficiente de variação inferiores. Este período é marcado também por apresentar proximidade nos valores de média para com o período anterior, porém com menor variância. É o período que apresenta os menores valores do coeficiente de variação, considerando a série histórica e os períodos individualmente.

A Fig. 4 mostra os valores de pluviosidade anual, em série histórica para as estações de Garça (680 m), Luziânia (420 m), Monte Castelo (330 m) e Panorama (265 m), localizadas no interior das bacias estudadas.

Considerando-se os valores totais interanuais, os períodos hidrológicos identificados nos dados fluviométricos não se apresentam com a mesma nitidez. Contudo, pode-se perceber, em algumas das estações pluviométricas, períodos hidrológicos distintos, similares aos apresentados anteriormente como Garça (figura 4-A) e Luiziânia (figura 4-B).

Dados associados à dinâmica atmosférica no hemisfério sul também apontam para alternância de ciclos mais chuvosos e mais secos (associados a períodos mais quentes e mais frios respectivamente) (Fig. 5), como apontados por MOLION (2008).

Na bacia do Alto Paraná, as frentes de ocupação ocorreram de maneira diferenciada, ao longo dos espaços, iniciando-se mais efetivamente pela região sudeste da bacia, conforme sugere a figura 6, para o estado de São Paulo. Pode-se observar um grande avanço após a década de 1920, advinda da ocupação pela cafeicultura que se expandia para o oeste do estado. Durante a ocupação e o desmatamento, MONBEIG (1984) cita relatos dos colonos, durante os anos 1920 a 1940, os quais afirmavam que após o desmatamento da área era comum o aumento da água nas propriedades.

4 – Considerações finais

As alterações interanuais no regime hidrológico dos rios Aguapeí e Peixe parecem ser reflexo de duas componentes: da variabilidade pluviométrica e possivelmente climática, de modo geral, como processo natural na escala de tempo avaliada; e das interferências antrópicas, alterando a cobertura da terra, com os processos de desmatamento e implementação de vários ciclos de culturas e pecuária.

Tais fatos ainda não puderam ser separados em termos quantitativos; contudo, qualitativa e conceitualmente, pode-se inferir que o desmatamento leva a um aumento no escoamento superficial e isso acarreta maior variabilidade no fluxo do rio. Assim, esta pode ser a alternativa, até o momento, para explicar o aumento da variabilidade interanual observada nos fluxos dos rios.

No caso específico do oeste paulista, os ciclos do café, do algodão, pastagens, e cana-de-açúcar podem ter influenciado nos padrões de variação e caracterização dos períodos hidrológicos observados e merecem uma abordagem mais detalhada, num próximo momento.

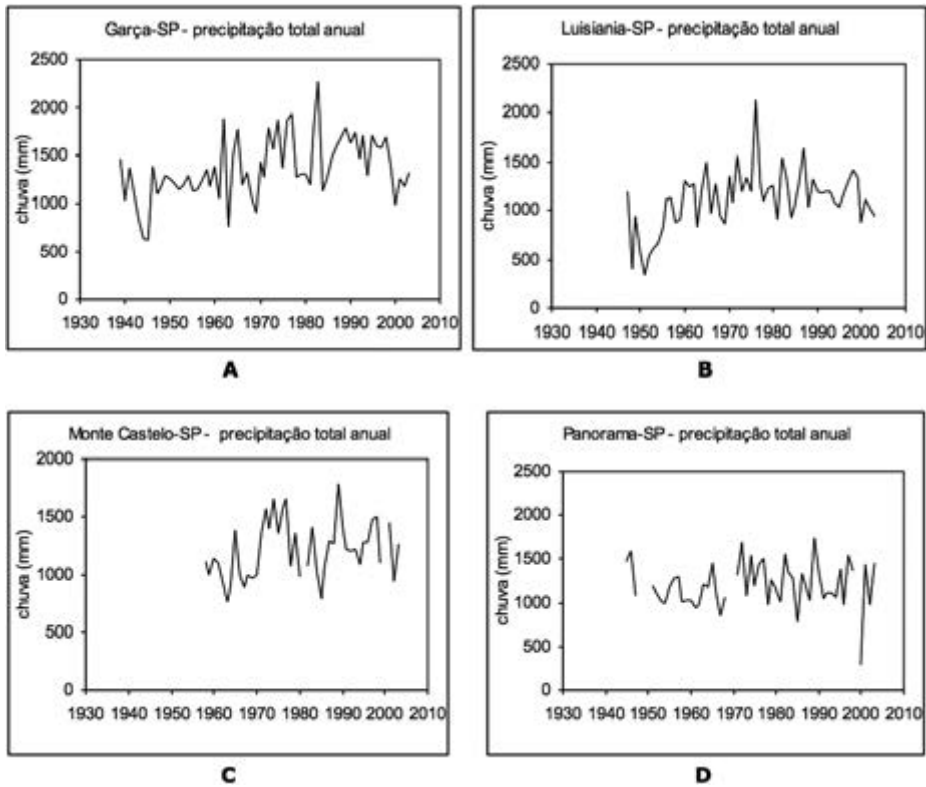


Fig. 4 – Precipitação total anual em Garça, Luziânia, Monte Castelo e Panorama. Trecho baixo, médio e alto das bacias hidrográficas, respectivamente.

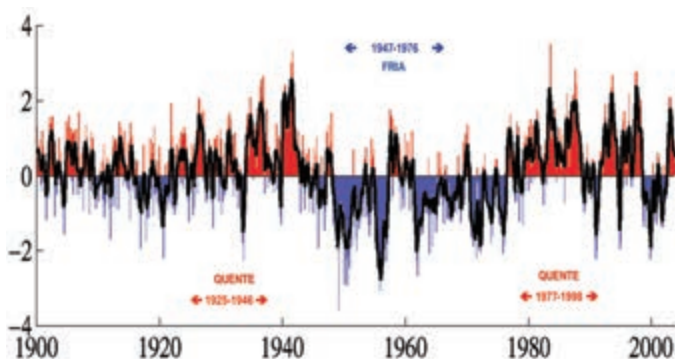


Fig. 5 – Variação dos índices de Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)
(Fonte: Molion, 2008, baseado em Mantua *et al.*, 1997).

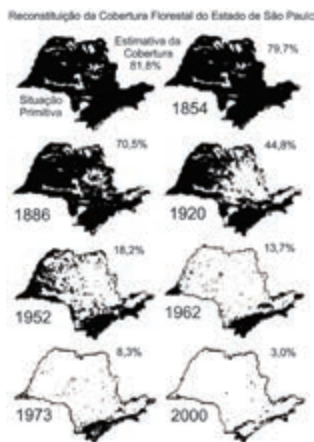


Fig. 6 – Avanço do desmatamento no estado de São Paulo
(Fonte: SERRA FILHO *et al.*, 1974 e RBMA, 2007).

De modo geral, este estudo corrobora a afirmação de estudos anteriores, na bacia do Paraná, sobre aumento dos fluxos nos rios a partir da década de 1970. Contudo, pode se observar, com maior clareza, os períodos hidrológicos produzidos pela variabilidade climática natural, com duração de cerca de 10 a 20 anos em cada período.

Agradecimentos – Os autores agradecem ao CNPQ pelo apoio financeiro ao projeto de pesquisa, processo: 477564/2010-0, edital mct/cnpq 14/2010.

Referências Bibliográficas

- DREW, D. (1994) – Processos interativos homem-meio ambiente. Bertrand Brasil. 3ª. ed. Rio de Janeiro. 224 p.
- MOLION, L. C. B. (2008) – Aquecimento global: uma visão crítica. *Revista Brasileira de Climatologia*. ABCLima, 2/4, ano 4. Presidente Prudente-SP, p. 7–24.
- MONBEIG, P. (1984) – Pioneiros e Fazendeiros de São Paulo. Ed. Hucitec. Sao Paulo, 392 p.
- PETTS, G. & FOSTER, I. (1990) – Rivers and Landscape. The Athenaeum Press, 3ª ed., New Castle, Great Britain, 288 p.
- POFF, H. L., ALLAN, D., BAIN, M. B., KARR, J. R., PRESTEGAARD, K. L., RICHTER, B. D., SPARKS, R. E., & STROMBERG, J. C. (1997) – The natural flow regime: a paradigm for river conservation and restoration. *Bioscience*, 47, p. 769-784.
- RBMA ORG (2007) – Reserva da Biosfera da Mata Atlântica. <http://www.rbma.org>. (consultado em 2007.06.04).
- RICHTER, B. D., BAUMGARTNER, J. V., WIGINGTON, R. & BRAUN, D. P. (1997) – How Much Water Does a River Need. *Freshwater Biology*, 37, p. 231-249.
- SANT'ANNA NETO, J. L. (2000) – As Chuvas no Estado de São Paulo: A Variabilidade Pluvial nos Últimos 100 Anos. In: Sant'Anna Neto, J. L. & Zavatini, J.A. (orgs). Variabilidade e mudanças climáticas. Eduem, Maringá-PR. p. 95–119.
- SERRA FILHO R., CAVALLI, A. C. & GUILLAUMON JR., R. (1974) – Levantamento da cobertura vegetal e do reflorestamento no estado de São Paulo. *Boletim Técnico do Instituto Florestal*, São Paulo, 11, 53 p.
- ZAVATINI, J. A. (1998) – Anos Secos e Anos Chuvosos na Bacia do Paraná. IX Encontro Sul-Mato-Grossense de Geógrafos. Três Lagoas-MS. Sem paginação.

VARIAÇÃO SAZONAL E ESPACIAL DAS PROPRIEDADES
FÍSICO-QUÍMICAS DA ÁGUA DO RIO CACULUVAR
(LUBANGO, ANGOLA)

SEASONAL AND SPATIAL VARIATION OF
PHYSICO-CHEMICAL WATER PROPERTIES OF
THE RIVER CACULUVAR (LUBANGO, ANGOLA)

M. Isaías¹, M. M. V. G. Silva² & E. M. C. Gomes²

Resumo – O Rio Caculuar percorre a área urbana da cidade de Lubango, capital da província de Huila, no sudoeste de Angola. A cidade de Lubango tem crescido de forma anárquica, colocando as águas do rio sobre enorme pressão de origem antrópica. Este estudo tem como objetivos determinar as propriedades físico-químicas da água do rio Caculuar e avaliar a influência das atividades antrópicas na variação sazonal e espacial destas propriedades. Os parâmetros físico-químicos da água foram determinados em 13 pontos selecionados ao longo do rio, da nascente até à área urbana, e em três períodos distintos (setembro 2009 – época do cacimbo; novembro 2009 – início da época das chuvas; março 2010 – época das chuvas). Os resultados obtidos mostram variação sazonal da temperatura, pH, OD, Eh, alcalinidade, fosfatos, nitratos, potássio e cobre. Observa-se, igualmente, uma variação regular, ao longo do trecho estudado, dos parâmetros: pH, condutividade elétrica, TSD, alcalinidade, amónia, nitratos, nitritos, fosfatos, cloro e potássio. Alguns parâmetros mostram que a qualidade da água do rio é influenciada por atividades de origem antrópica ao longo das margens, sendo a contaminação mais evidente durante a época de pouca chuva e taxas de fluxo menores. Os menores valores de oxigénio dissolvido, os maiores valores de condutividade elétrica, superiores a 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$, e os maiores teores de fosfatos, acima do valor paramétrico indicado pela Legislação Portuguesa, foram observados nas águas amostradas na área urbana. Por outro lado, na época das chuvas, os teores de nitratos e cobre aumentam na água do rio devido à lixiviação dos solos.

¹ Escola do II Ciclo do Ensino Secundário da Arimba, Lubango, Angola; cotamala27@yahoo.com

² Departamento de Ciências da Terra e Centro de Geociências, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal; mmvsilva@dct.uc.pt; egomes@dct.uc.pt

Palavras-chave – Rio Caculuar; Água; Propriedades físico-químicas; Angola

360

***Abstract** – The River Caculuar flows through the city of Lubango, the capital of the Huila province, southwest of Angola. This city has an extremely chaotic growth and human activities have placed enormous anthropogenic pressure on the waters of the river. This study was carried out to determine the physicochemical properties of the water of the River Caculuar, and to assess the influence of human activities on the seasonal and spatial variation of these properties. The determination of physicochemical parameters of water was carried out in 13 selected points along the river, from near the source to the urban area, in three campaigns (September 2009 – dry season; November 2009 – low rain; March 2010 – rainy season). The results show seasonal variation of the temperature, pH, dissolved oxygen, Eh, alkalinity, phosphates, nitrates, potassium, and copper. They also show a regular variation along the river of the pH, electric conductivity, TSD, alkalinity, ammonium, nitrates, nitrites, phosphates, chlorine, and potassium. Some parameters show that the river water quality is influenced by anthropogenic activities along its banks. This influence is greater during the low rainfall season when the flow rates are lower. The lowest dissolved oxygen values, the highest electrical conductivity of waters, above 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$, and the highest contents of phosphates, above the parametric value set out in the Portuguese Law, were found in the waters sampled in the urban area. On the other hand, during the rainy season, the nitrates and copper contents increase in the water due to leaching from soils.*

***Keywords** – River Caculuar; Water; Physico-chemical properties; Angola*

1 – Introdução

Os cursos de água nos países em desenvolvimento estão sujeitos a fortes pressões antrópicas devido, fundamentalmente, a descargas de águas residuais e à atividade industrial e agrícola. Os corpos de água doce constituem a principal fonte disponível para abastecimento de água potável, por isso, a sua preservação e recuperação são essenciais para todos os que deles dependem.

O rio Caculuar, afluente do rio Cunene, é o principal curso de água que percorre a cidade de Lubango, capital da província de Huíla, no sudoeste de Angola. O rio Caculuar nasce na Serra da Chela, a cerca de 18 km a noroeste da cidade de Lubango. Tem um regime torrencial, com grandes caudais na época das chuvas, caracterizada por clima quente e húmido, de outubro a maio, e caudais reduzidos na época do cacimbo, com clima seco e temperaturas mais baixas, de maio a setembro. O rio corre sobre as rochas metassedimentares do Grupo da Chela (CARVALHO & ALVES, 1993), principalmente quartzitos, na zona da nascente, e, em grande parte do seu percurso, para jusante, sobre granito biotítico de grão médio a grosseiro, que se enquadra no grupo dos Granitos Biotíticos da Região Central, datados do Paleoproterozóico (CARVALHO, 1980). No trecho da área urbana o rio corre em canal, erodindo depósitos de cobertura, atribuídos ao Plistocénico (MISSÃO PEDOLÓGICA DE ANGOLA, 1959), e desenvolvendo margens com taludes verticais, que podem atingir três metros de altura. Em todo o seu percurso, o leito é caracterizado por degraus que originam pequenos rápidos.

A cidade de Lubango tem uma população estimada de 1155898 habitantes. O abastecimento de água canalizada serve uma percentagem muito pequena da população, recorrendo

esta a poços para se abastecer e ao rio para lavagem de roupa. A cidade tem crescido de forma anárquica, sem instrumento regulador e sem planeamento urbano. O êxodo rural tem promovido a proliferação dos bairros de barracas, os musseques, nos arredores da cidade. A ausência de infraestruturas sanitárias nestes bairros contribui para a degradação ambiental e, em especial, dos cursos de água.

Com este trabalho pretendeu-se determinar as propriedades físico-químicas da água do rio Caculuar e avaliar a influência das atividades antrópicas na variação sazonal e espacial destas propriedades.

2 – Métodos

Os parâmetros físico-químicos da água foram determinados em 13 pontos selecionados ao longo do rio, da nascente até à área urbana (Fig. 1), e em três períodos distintos. A primeira campanha foi realizada em setembro de 2009, na época do cacimbo, a segunda em novembro de 2009, no começo da época das chuvas, e a terceira em março de 2010, em plena época das chuvas. Deve notar-se, contudo, que novembro de 2009 foi mais seco do que o normal, e que o mês de março de 2010 foi mais chuvoso e mais frio do que o normal. O fluxo do rio é quase sempre turbulento, com vários rápidos e pequenas cascatas, e varia ao longo do rio, que recebe contribuições de tributários. O caudal é também muito variável, tanto ao longo do rio, como ao longo do ano.

As propriedades físicas e químicas da água de uma exurgência localizada e que drena para o ponto 9 foram também determinadas, na segunda e terceira campanhas. No ponto 8, muito próximo do ponto 7, só se efetuaram registos na primeira campanha.

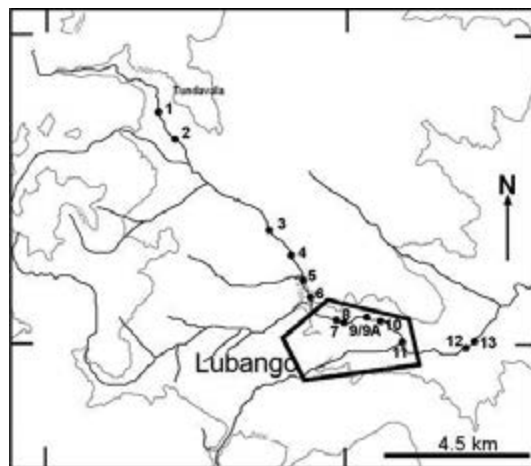


Fig. 1 – Localização dos pontos de amostragem ao longo do rio Caculuar. Base topográfica: Carta de Angola, folha 335 (Sá da Bandeira-W) e 336 (Sá da Bandeira), à escala 1:100 000 (MISSÃO GEOGRÁFICA DE ANGOLA, 1957a, 1957b). Legenda: 1 – ponto mais a montante; 2 – antes da fábrica de refrigerantes; 3 – depois da fábrica de refrigerantes; 4 – campos agrícolas e pecuária; 5 e 6 – arredores da cidade; 7, 8 e 9 – área urbana; 9A – nascente que flui para o rio depois do ponto 9; 10 e 11 – área urbana; 12 e 13 – arredores da cidade.

Em cada ponto selecionado determinaram-se os seguintes parâmetros físico-químicos da água: temperatura (°C), pH, condutividade elétrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$), Eh (mV), oxigénio dissolvido (OD em mg/L e % de saturação) e o total de sólidos dissolvidos (TSD em mg/L). As determinações foram realizadas com um medidor multiparâmetros portátil, da marca HANNA, modelo HI 9828, cuja precisão é cerca de 10%. Na segunda e terceira campanhas colheram-se amostras de água para a análise dos seguintes parâmetros químicos: alcalinidade, cloretos, fosfatos, sulfatos, nitratos, nitritos, potássio, magnésio, cobre e ferro. Na terceira campanha foram ainda determinadas as concentrações de amónia, zinco e crómio (VI). As análises químicas foram realizadas com um fotómetro de bancada, da marca HANNA, modelo HI 83200, com lâmpada de tungsténio e radiação UV-visível, que tem uma precisão de 4-10%, seguindo o procedimento operacional da fotometria, e usando métodos colorimétrico e turbidimétricos.

3 – Resultados e discussão

Na figura 2a registam-se as variações da temperatura da água do rio Caculuar nas três campanhas. A temperatura média é mais elevada na campanha de novembro, variando de 20 a 24,8 °C. No ponto 9A, não representado na figura 2a, a temperatura da água subterrânea na campanha de novembro foi de 23,9 °C, semelhante à da média das águas superficiais (24 °C). Na campanha de março a temperatura manteve-se constante, no valor de 23,9 °C, pois não é influenciada pela variação da temperatura do ar, sendo mais elevada do que a média das águas superficiais (21 °C).

Os valores mais baixos do pH (5,5-6,4) foram registados em setembro, na época da seca, e os mais elevados (6,1-8,1), na época das chuvas intensas, em março. Os valores de pH medidos na época da seca são semelhantes ao das águas superficiais, em equilíbrio com a atmosfera (ANDREWS *et al.*, 2004). Os valores mais elevados, determinados nas épocas de chuva, podem dever-se à lixiviação de contaminantes antropogénicos (nitratos, fosfatos e derivados de lixos) existentes nos solos, pois observou-se, em todas as campanhas, um aumento do pH da água do rio de montante para jusante (Fig. 2b), onde a influência humana é maior, indicando que a atividade humana contribui para o aumento do pH da água do rio.

Não se observou variação regular na variação dos teores de oxigénio dissolvido ao longo do rio, pois o rio possui vários rápidos que promovem oxigenação da água. Contudo, há um decréscimo geral nos teores de oxigénio dissolvido nos pontos localizados no interior da área urbana (Fig. 2c), onde a água atinge valores mínimos de zero mg/L. Na campanha de novembro, que corresponde ao começo da época das chuvas, os teores de oxigénio dissolvido são menores do que na campanha de março (chuvas intensas) (Fig. 2c), devido à menor oxigenação da água provocada pelo fluxo mais baixo. Quando o caudal do rio é menor, na campanha de novembro, os valores de oxigénio dissolvido, determinados na maioria dos pontos são inferiores ao valor paramétrico de 5 mg/L (Decreto-Lei 306/2007), da legislação Portuguesa. Na água subterrânea, os valores de OD, determinados em novembro e março, são semelhantes, sendo 1,52 e 1,06 mg/L, respetivamente.

Os valores de Eh variam entre -55,7 e +177,8 mV na campanha de novembro, e entre -56,7 mV a 71,5 mV na campanha de março. Não se observou variação regular neste parâmetro ao longo do rio (Fig. 2d). Os valores de Eh negativos são reflexo da grande quantidade de matéria orgânica que a água do rio possui, o que lhe confere cheiro nauseabundo nalguns troços. Esta matéria orgânica é adicionada pelas descargas de efluentes domésticos que correm a céu aberto. O valor de Eh da água subterrânea foi constante nas duas campanhas (-99,6 mV). Os padrões de variação dos teores de oxigénio dissolvido e do Eh, encontrados na campanha de novembro, são semelhantes (Fig. 2e), indicando que os valores de Eh são controlados pela quantidade de oxigénio dissolvido, o que não se observou na campanha de chuvas intensas (março), pois as águas são muito mais arejadas.

Os valores da condutividade elétrica são semelhantes e variam entre 16 e 394 $\mu\text{S}/\text{cm}$, nas duas campanhas onde este parâmetro foi analisado. Os valores de salinidade dos pontos 1 e 2, localizados mais a montante e onde a influência antrópica é reduzida, permitem classificar esta água do rio próximo da sua nascente como hipossalina (APIAM, 2001). Observa-se um aumento na condutividade elétrica da água do rio desde o ponto 1 até ao ponto 13 (Fig. 2f), com valores indicativos de ambientes impactados, ou seja $>100 \mu\text{S}/\text{cm}$ (CETESB, 2001), na área urbana. Portanto, a influência humana na composição da água do rio é manifestada por um aumento na condutividade elétrica. A água subterrânea (ponto 9A) regista o maior valor de condutividade (875 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Foi observado um aumento da alcalinidade de montante para jusante (5-70 mg/L CaCO_3), na campanha de novembro, que não se observou na campanha de chuvas intensas (março). Na campanha de março (época chuvosa), a alcalinidade variou entre 5 e 20 mg/L. O maior valor de alcalinidade 160 mg/L foi medido na água do ponto 9A, que corresponde a uma água subterrânea. Esta água é classificada como dura, de acordo com CUSTÓDIO & LLAMAS (1983), pois possui valor de alcalinidade entre 100 e 200 mg/L de CaCO_3 .

No rio Caculuar os teores de amónia medidos variaram entre 0,01 e 0,25 mg/L, sendo inferiores ao valor paramétrico indicador para as águas potáveis, segundo o DL 306/07, que é de 0,50 mg/L. Contudo, o Decreto-Lei 236/98, para águas doces superficiais destinadas à produção de água para consumo humano, indica como valor máximo admitido 0,05 mg/L. O valor mais elevado (0,25 mg/L) foi medido no ponto mais a jusante. Os teores de nitrato medidos durante a época das chuvas intensas (março) variaram entre 4,2 e 11,2 mg/L, sendo superiores aos medidos na época mais seca (novembro), onde variavam entre 0,44 e 2,21 mg/L. Isto pode dever-se ao facto da contaminação observada ser de origem difusa e provocada pelo arraste de compostos de nitrogénio (de fertilizantes nitrogenados), pelas águas de escorrência, nos solos usados para agricultura e pastoreio, e pelas águas pluviais, na zona urbana. Na campanha de novembro, os nitritos só foram detetados nas 4 amostras colhidas mais a jusante, atingindo 0,14 mg/L. Na campanha de março os nitritos não foram detetados na maioria dos pontos de água amostrados, pois nesta época os teores de oxigénio dissolvido na água são superiores e terá ocorrido a sua oxidação rápida para nitratos. Todos os teores detetados de nitritos e nitratos são inferiores ao valor limite para águas para consumo humano (DL 306/07 da Lei Portuguesa).

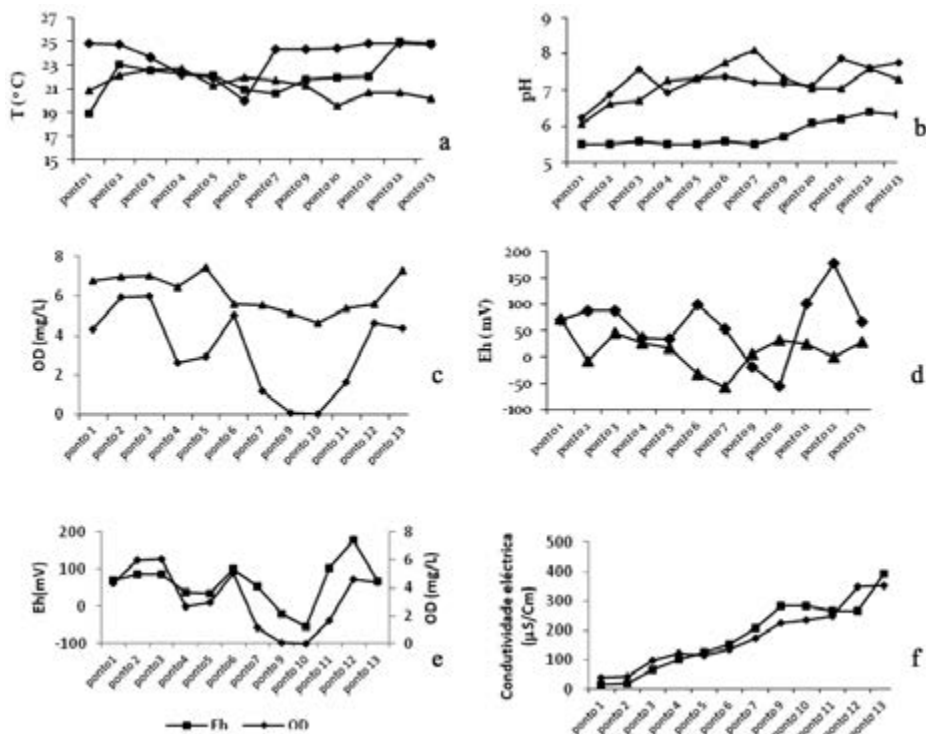


Fig. 2 – Variação de parâmetros físico-químicos da água do rio Caculuar. Temperatura (a); pH (b); OD (c); Eh (d); Eh-OD na campanha de novembro (e); condutividade elétrica (f).
 Legenda: quadrados – setembro 2009; losangos – novembro 2009; triângulos – março 2010.

Os teores de fosfato medidos decrescem com a diluição, pois os determinados na campanha de março, de chuvas intensas, são muito baixos e regulares, variando entre 0,03 e 0,45 mg/L, enquanto na campanha de novembro, com pouca chuva e temperatura mais elevada, os teores de fosfato variaram entre 0,1 e 2 mg/L (Fig. 3a); ou seja, na época mais seca, em que a temperatura foi mais elevada e o rio possui menor caudal, observa-se um aumento nos teores de fosfatos na água do rio. Os teores mais elevados correspondem a locais onde há influência antrópica (Fig. 3a). Nesta figura observam-se mínimos nos pontos 5 e 6, que correspondem a mínimos da temperatura.

Os teores de fosfatos na água do rio Caculuar estão dependentes da influência antrópica, que faz aumentar os seus valores; do caudal do rio, que por efeito de diluição faz baixar os seus valores; e da temperatura, cujo aumento provoca um aumento da solubilidade do fosfato e consequente aumento dos teores. O DL 306/07 não indica valor de referência para o fosfato para águas potáveis. Contudo, o DL 236/98 referente a águas doces superficiais destinadas à produção de água para consumo humano, indica como valor máximo recomendado 0,4 mg/L; portanto, de acordo com esta lei, as águas do rio Caculuar na área urbana do Lubango não deverão ser usadas para a produção de águas para consumo humano durante a época de mais calor e de menor caudal do rio.

As concentrações de potássio nas águas no rio Caculuar são superiores na campanha de novembro, de pouca chuva, e onde a temperatura da água era mais elevada (Fig. 3b). Na campanha de março deu-se o efeito de diluição, provocado pela maior quantidade de água do rio e menor temperatura, sendo as concentrações de K menores. Observa-se nas duas campanhas um aumento nos teores de K de montante para jusante (Fig. 3b).

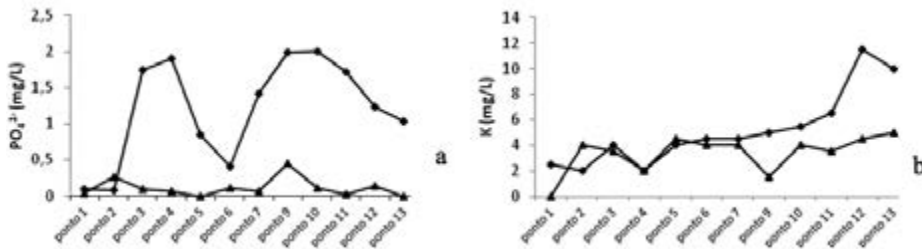


Fig. 3 – Variação dos teores de fosfato (a) e de potássio (b), da água do rio Caculuar.

Legenda: losangos – novembro 2009; triângulos – março 2010.

O crómio foi analisado apenas durante a campanha de março. Nas análises realizadas, este metal ocorre em concentrações variando entre 0 µg/L e 34 µg/L, inferiores ao valor limite para águas de consumo humano, segundo o DL 306/07. Portanto as águas do rio Caculuar não estão poluídas em Cr(VI). Contudo, deve observar-se que não foi detetado Cr(VI) na água do rio nos pontos localizados a montante da cidade (pontos 1 e 2), enquanto que a água do rio que recebe influência antrópica possui sempre Cr(VI), com exceção do ponto 7, onde também não se detetou Cr(VI). Este facto pode ser devido ao baixo Eh que esta água possui (-56,7 mV), que pode ter reduzido o Cr(VI).

As concentrações de zinco determinadas nas águas do rio Caculuar variaram geralmente do não detetado a 0,05mg/L, apenas numa amostra atingiu 0,21 mg/L, e são menores do que o valor máximo recomendado pelo Decreto-Lei 236/98, que é de 0,5mg/L. Os teores de cobre determinados na água do rio Caculuar durante a época de chuva mais intensa (março) variaram entre 23 a 123 µg/L, enquanto na época de menos chuva o cobre raramente foi detetado nestas águas. Parece haver assim lixiviação de sais de cobre dos solos pelas águas de escorrência, para a água do rio. As concentrações de Cu nas águas amostradas foram sempre inferiores ao valor paramétrico de 2,0 mg/L (DL 306/2007), para as águas destinadas ao consumo humano.

As concentrações de Fe nas águas do rio não mostraram diferenças significativas entre as campanhas realizadas, sendo as médias de teores de 649 e 709 µg/L, em novembro e março de 2010, respetivamente. Não se observou diferença entre os teores de ferro das amostras de água colhidas a montante e a jusante da cidade. Alguns dos teores determinados foram superiores ao valor paramétrico (200 µg/L) estabelecido para efeitos de controlo da qualidade da água destinada ao consumo humano (Decreto Lei 306/2007). Este limite é estabelecido em função de problemas estéticos relacionados com presença do ferro na água e do sabor que o ferro lhe confere. O ferro, ao oxidar, precipita sobre as louças sanitárias, azulejos e roupas, manchando-as.

4 – Conclusões

366

Os resultados obtidos mostram variação sazonal dos seguintes parâmetros: temperatura, pH, OD, alcalinidade, fosfatos, nitratos, potássio e cobre.

A temperatura é maior na época de menos chuvas (novembro). O pH e o oxigénio dissolvido são maiores na época de chuva intensa (março). Os maiores teores de oxigénio na época de chuvas intensas devem-se ao maior caudal e maior turbulência da água do rio. Os valores mais elevados de pH na época de chuvas mais intensas devem-se à lixiviação de contaminantes antrópicos.

A água apresenta frequentemente Eh negativos devido à grande quantidade de matéria orgânica que possui. Os valores de Eh são controlados pelos teores de oxigénio dissolvido na época de menos chuva. A alcalinidade tende a ser menor na época de chuvas intensas.

Os teores de nitratos e de cobre são maiores na época de chuvas mais intensas, devido à lixiviação dos solos agrícolas e aporte de águas pluviais com contaminantes antrópicos. Os teores de nitritos são menores na época de chuvas intensas, pois a oxigenação das águas é maior nesta época, o que promove a oxidação dos nitritos a nitratos.

Os teores de fosfato e potássio são menores na época de chuvas intensas devido ao efeito de diluição. Os teores de fosfato estão dependentes da temperatura e do caudal do rio.

Observa-se, igualmente, um aumento regular, ao longo do trecho estudado, desde a área situada mais a montante em direção à área urbana, dos parâmetros pH, condutividade elétrica, alcalinidade, amónia, nitratos, nitritos, fosfatos, crómio(VI) e potássio e observa-se uma diminuição nos teores de oxigénio dissolvido.

Portanto, as águas do rio Caculuvar mostram-se impactadas pelas atividades antrópicas na região de Lubango, sendo as contaminações mais intensas durante a época em que o rio possui menor caudal. Por outro lado, durante a época mais chuvosa, os teores de nitratos e de cobre também aumentam na água do rio devido à lixiviação dos solos e aporte de águas pluviais.

A deterioração da qualidade da água é provocada, principalmente pelo descarte de esgoto doméstico, efluentes agrícolas e industriais e lixos a partir da cidade que, em alguns trechos, excedem a capacidade de autodepuração do rio, o que acarreta sensíveis alterações nas condições físico-químicas, possuindo a água do rio cheiro nauseabundo. Esta é a questão de maior gravidade no quadro ambiental do rio em referência.

Agradecimentos – Agradecemos ao DCT pelo apoio.

Referências Bibliográficas

- ANDREWS, J.E., BRIMBLECOMBE, P., JICKELLS, T.D., LISS, P.S. & REID, B. (2004) – An Introduction to Environmental Chemistry, 2nd edition. Blackwell Publishing, 182 pp.
- APIAM (2001) – Cadernos APIAM, nº 3. Associação Portuguesa dos Industriais de Águas Minerais Naturais e de Nascentes, Lisboa.
- CARVALHO, H. (1980) – Geologia de Angola, Folha 3, à escala 1:1 000 000. Laboratório Nacional de Investigação Científica e Tropical.

- CARVALHO, H. & ALVES, P. (1993) – The Precambrian of SW Angola and NW Namibia. *Comunicações do Instituto de Investigação Científica e Tropical, série de Ciências da Terra*, 4, 38 p.
- CETESB (2001) – COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL. Relatório de estabelecimento de valores orientadores para solos e águas subterrâneas no Estado de São Paulo. <http://www.cestesb.sp.gov.br/solo/solo-geral.asp>.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. R. (1983) – Hidrologia Subterrânea. 2ª edición. Edições Ómega, Barcelona. Tomo I, 1157 p.
- DECRETO LEI nº 236/98 de 1 de Agosto. Diário da República Nº 176 — 1-8-1998 – I Série-A. Ministério do Ambiente, Lisboa.
- DECRETO-LEI N.º 306/2007 de 27 de Agosto. Diário da República, N.º 164/2007 – I série. Ministério do Ambiente, do Ordenamento do Território e do Desenvolvimento Regional. Lisboa.
- MISSÃO PEDOLÓGICA DE ANGOLA (1959) – Carta geral dos solos de Angola. 1. Distrito da Huíla. *Memórias da Junta de Investigação do Ultramar*, 9, 421 p.
- MISSÃO GEOGRÁFICA DE ANGOLA (1957a) – Carta de Angola. Levantamento aerofotogramétrico, folha 335 (Sá da Bandeira-W) Serviços Geográficos e Cadastrais, Governo Geral de Angola. 1.
- MISSÃO GEOGRÁFICA DE ANGOLA (1957b) – Carta de Angola. Levantamento aerofotogramétrico, folha 336 (Sá da Bandeira) Serviços Geográficos e Cadastrais, Governo Geral de Angola. 1.

(Página deixada propositadamente em branco)

IMPACTO DAS DRENAGENS ÁCIDAS DAS MINAS DE
REGOUFE E RIO DE FRADES (GEOPARQUE AROUCA)
NA QUALIDADE DA ÁGUA SUPERFICIAL

IMPACT OF ACID MINE DRAINAGE OF REGOUFE
AND RIO DE FRADES MINES (AROUCA GEOPARK)
ON SURFACE WATER QUALITY

V. F. Correia¹, P. J. C. Favas^{2,3} & A. Sá^{1,2,3}

Resumo – Foi desenvolvido um estudo hidroquímico nas minas de Regoufe e Rio de Frades visando um conhecimento efetivo do efeito das drenagens ácidas de minas (DAM) na qualidade das águas superficiais desta área. Verificaram-se concentrações significativamente elevadas de elementos tóxicos, nomeadamente As (máximo = 236,8 µg/L) e Cd (máximo = 13,31µg/L), detetados nas drenagens das galerias e escombrelas das minas de Regoufe que, por isso, apresentam um significativo potencial de contaminação hídrica. No couro mineiro de Rio de Frades a situação mais problemática relaciona-se com a existência de depósitos de concentrados de sulfuretos, resultantes da lavaria, expostos às condições atmosféricas e à erosão.

Palavras-chave – Minas abandonadas; Drenagens ácidas de minas; Impactos ambientais; Regoufe; Rio de Frades; Geoparque Arouca (Portugal)

Abstract – A hydrochemical study was developed in the Regoufe and the Rio de Frades tungsten mines for a better knowledge about the effect of acid mine drainage (AMD) on surface water quality in this area. This work shows that the high concentrations of toxic elements, mainly As (maximum = 236.8 µg/L) and Cd (maximum = 13.31µg/L), detected in drainage water of the Regoufe abandoned galleries and tailings produces a significant contamination of

¹ Arouca Geopark, Arouca, Portugal; vcorreia@geoparquearouca.com

² Dep. de Geologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, Portugal; pjcf@utad.pt; asa@utad.pt

³ Centro de Geociências, Universidade de Coimbra, Coimbra, Portugal

this aquatic system. In the Rio de Frades mine the major environmental impact are related with the open air sulphide deposits.

370

Keywords – *Abandoned mines; Acid mine drainage; Environmental impacts; Regoufe; Rio de Frades; Arouca Geopark (Portugal)*

1 – Introdução e objetivos

As antigas explorações mineiras de Regoufe e Rio de Frades, localizadas na área do Geoparque Arouca (distrito de Aveiro), possuem um importante património geológico e mineiro e, por isso, há necessidade de olhar para estas minas como um valor acrescentado, essencial na política de sustentabilidade e desenvolvimento do território.

Este trabalho foca-se no impacto na qualidade da água, do sistema fluvial da área envolvente destas antigas minas de W-Sn, causado pelas drenagens ácidas de minas (DAM) que se originaram no local. Assim, os principais objetivos deste trabalho são: contribuir para o conhecimento da qualidade dos recursos hídricos na área das minas de Regoufe e Rio de Frades; perceber o potencial de contaminação das drenagens ácidas de minas (DAM) que aí se formam e a capacidade autodepuradora do sistema fluvial envolvente; propor medidas de minimização dos impactos identificados.

2 – Enquadramento geológico da área estudada

A Fig. 1 representa, de forma simplificada, o enquadramento geológico das minas de Regoufe e de Rio de Frades. Estão identificados alguns jazigos de Sn e W relacionados com o batólito granítico de Regoufe, sendo os de maior importância os das minas de Regoufe e Rio de Frades.

Em termos de mineralização, no jazigo de Regoufe a volframite é o minério mais frequente, ocorrendo também alguma cassiterite. Também se identificaram alguns sulfuretos, sendo a arsenopirite o principal, a esfalerite é frequente nos filões de quartzo, mas a pirite é menos abundante. Encontram-se também outros minerais de menor importância, como a bismutinite, limonite, escorodite, autunite e bindheimite. Entre os minerais silicatados que suportam a mineralização, destaca-se principalmente o quartzo, seguido de alguma moscovite, berilo e apatite (SLUIJK, 1963; FAVAS, 2008).

No que diz respeito ao jazigo de Rio de Frades, a volframite é também identificada como o minério mais abundante, ocorrendo igualmente cassiterite e também alguma scheelite. Tal como no jazigo de Regoufe, a arsenopirite é o principal sulfureto identificado, ocorrendo outros como a pirite, esfalerite pouco abundante, marcassite, pirrotite e estanite e também bismuto nativo. Entre os minerais silicatados que suportam esta mineralização, destaca-se igualmente a presença dominante de quartzo e alguma moscovite e turmalina (SLUIJK, 1963; FAVAS, 2008). As arsenopirites de Regoufe são, em geral, mais ricas em As do que as de Rio de Frades e os valores deste elemento nas pirites também são significativos (FAVAS, 2008).

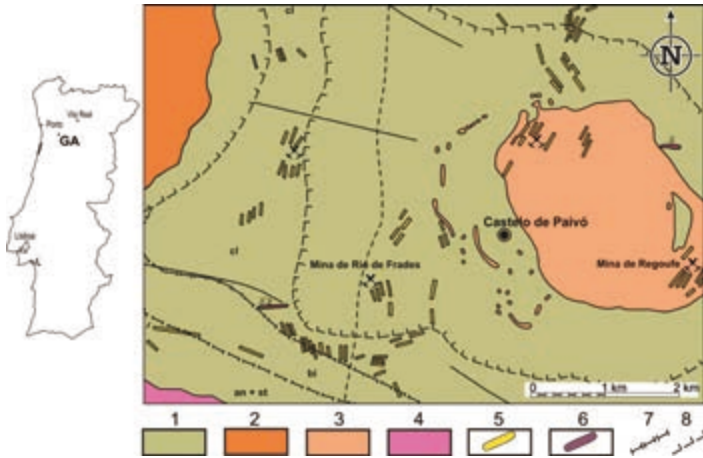
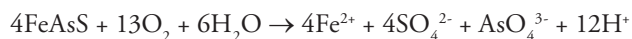


Fig. 1 – Localização geográfica do Geoparque Arouca (GA) e enquadramento geológico das minas de Regoufe e de Rio de Frades (adaptado da Folha 10-D, Oliveira de Azeméis, da Carta Geológica de Portugal).
 1 – Super Grupo Dúrico-Beirão; 2 – Quartzodiorito biotítico (Maciço de Arouca); 3 – Granito de Regoufe;
 4 – Granito da Serra de Freitas; 5 – Filões de quartzo; 6 – Doleritos (δ) e rochas básicas anfibolitizadas ($\delta'z$);
 7 – Isógrada de metamorfismo regional; 8 – Isógrada de metamorfismo de contacto.

3 – Drenagem ácida de minas

Trabalhos anteriores (FAVAS, 2008; FAVAS *et al.*, 2010) realizados na área das minas de Regoufe e de Rio de Frades, permitiram demonstrar a ocorrência de águas ácidas nestes locais. Estes efluentes, provenientes das galerias e das escombrelas, apresentam características químicas que refletem os processos de lixiviação de rochas mineralizadas com sulfuretos, caracterizando-se por apresentarem baixos valores de pH e altas concentrações de sulfato, arsénio e de metais em solução.

Depois do início da atividade extrativa, uma grande quantidade de sulfuretos fica exposta às condições superficiais, tendendo a desintegrar-se quimicamente e formam-se novos compostos, até que se restabeleça o equilíbrio com o meio (*e.g.*, BANKS *et al.*, 1997; VALENTE & GOMES, 2009). Desta forma, os sulfuretos ficam expostos à ação conjunta do oxigénio, da água superficial e subterrânea e de bactérias oxidantes catalisadoras, ocorrendo uma série de reações químicas de que resultam ácidos e outros compostos químicos, constituindo a denominada drenagem ácida de minas (DAM). No caso da arsenopirite, que é o sulfureto dominante das minas estudadas, a reação pode ser a seguinte (BUNDSCHUH *et al.*, 2008):



Portanto, os produtos da alteração de sulfuretos são iões metálicos/semimetálicos em solução ou na forma de compostos estáveis e insolúveis em condições superficiais, ião sulfato (pela conversão do enxofre) e soluções ácidas.

Estas águas ácidas provenientes da drenagem de uma mina, embora aparentemente límpidas, podem produzir uma série de situações de impacto negativo ao misturarem-se

com águas naturais, havendo alteração na qualidade das águas e, conseqüentemente, efeitos nefastos sobre a manutenção do ecossistema fluvial circundante (e.g., BANKS *et al.*, 1997; FAVAS & CONDE, 2000; VALENTE & GOMES, 2009; FAVAS *et al.*, 2012).

4 – Metodologia

Para a realização deste trabalho efetuaram-se duas campanhas de amostragem, tendo a 1ª sido realizada em setembro e correspondendo, por isso, ao período seco e a 2ª, aconteceu em abril, sendo representativa do período húmido. Na primeira campanha recolheram-se 13 amostras, tendo este número subido para 16 no decurso da 2ª campanha de amostragem (Fig. 2). Para a caracterização dos efluentes mineiros foram recolhidas amostras à saída de galerias e em zonas de escorrência mineira, correspondendo às estações DAM1, DAM2, DAM3 e DAM4 em Regoufe e DAM5, DAM6 e DAM7 em Rio de Frades, sendo que as duas últimas apenas foram recolhidas na 2ª campanha, uma vez que na 1ª os locais encontravam-se secos. Para avaliar o impacto ambiental dos efluentes mineiros no sistema fluvial da área, assim como a capacidade autodepuradora deste, foram amostrados 9 pontos ao longo das principais linhas de água (LA 1-9), sendo que a última também foi recolhida apenas na 2ª campanha.

Foram determinados, *in situ*, os parâmetros de condutividade elétrica (CE), pH e temperatura, com recurso a medidores portáteis, e as espécies carbonatadas (HCO_3^-), por titulação. As análises laboratoriais foram realizadas no Laboratório de Química da UTAD, através dos seguintes métodos analíticos: Espectrometria de Absorção Atômica (EAA), para Ca, Mg, Na, K e Fe; EAA com câmara de grafite para Mn, Cu, Zn, Cd, Co, Ni, Pb e As; cromatografia aniônica de elevada eficiência (HPAEC) para Cl, F, Br, NO_2^- , NO_3^- , PO_4^- e SO_4^- .

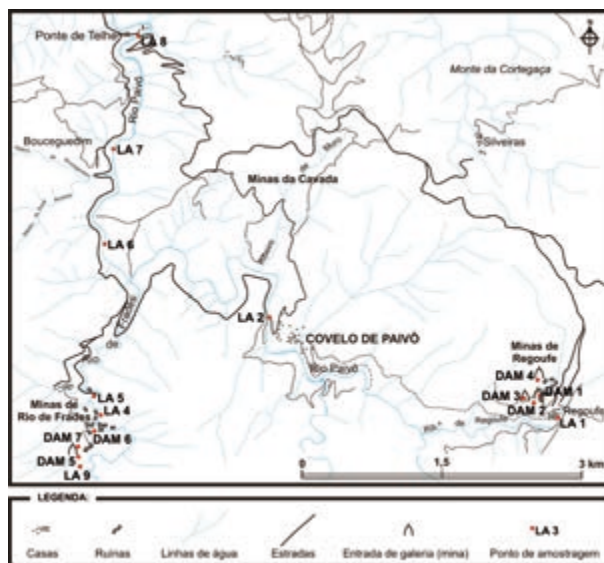


Fig. 2 – Mapa da área em estudo onde se encontram assinaladas as estações de amostragem, assim como as principais localidades e linhas de água.

5 – Resultados e discussão

Apresentam-se nas tabelas 1 e 2 os resultados analíticos obtidos na 1ª e na 2ª campanhas, respetivamente. Pela análise da tabela 1, podemos verificar que as amostras DAM possuem valores de pH baixos (4,26 – 6,46), quando comparados com as amostras LA. Os valores de condutividade elétrica são relativamente mais elevados nas amostras DAM. As concentrações de sulfato, na generalidade das amostras, são mais baixas do que o esperado, quando comparadas com os valores obtidos no trabalho realizado na área por FAVAS (2008), mas verifica-se que as concentrações nas amostras DAM são mais elevadas que as restantes amostras. Também se verifica a ocorrência de valores mais elevados de metais e metalóides em solução, principalmente no caso do Fe, Cd, Mn, Zn e As, com concentrações bastante mais elevadas nas DAM.

Analisando a tabela 2, verifica-se que na 2ª campanha, tal como na 1ª, as amostras DAM distinguem-se das LA principalmente pelo pH ligeiramente mais baixo e concentrações de SO_4 , Fe, Cd, Zn, Mn e As mais elevadas. Comparando os valores das duas campanhas, fica patente que o pH médio na 2ª campanha é um pouco mais elevado e que as concentrações de vários elementos, incluindo o SO_4 , Fe, Cd, Zn, Mn e As, são um pouco mais baixas do que na 1ª campanha, refletindo a influência das variações sazonais.

Observando o diagrama de Ficklin (Fig. 3), verifica-se que as amostras LA são classificadas como “pobres em metais” e “próximas da neutralidade”, havendo apenas uma amostra pertencente à categoria “ácida”. As amostras DAM variam entre “ácidas” e “próximas da neutralidade” e pertencem ao patamar “pobre em metais”, embora seja claro que a maioria destas amostras se aproxime do patamar “rica em metais”. Por isso, é visível a distinção dos dois tipos de água, onde se destacam as amostras DAM1 e DAM2 (ambas da mina de Regoufe), que são as que possuem concentrações de metais mais elevadas, e as DAM2 e DAM5, que são as mais ácidas.

Tabela 1 – Resultados obtidos na 1ª campanha de amostragem (n=13). Os valores a negrito representam os resultados superiores aos estipulados pela lei vigente relativamente à água para consumo humano (D.L. 306/2007 e D.L. 243/2001 ou D.L. 236/98).

amostra	pH	($\mu\text{S}/\text{cm}$)	mg/L			$\mu\text{g}/\text{L}$								
		C.E.	HCO_3	SO_4	Mg	Fe	Cd	Pb	Cu	Co	Ni	Zn	Mn	As
sDAM1	6,00	32,6	3,55	5,56	0,40	62,00	13,31	0,49	1,10	4,60	1,20	680,00	104,90	236,80
sDAM2	4,75	35,7	0,00	6,40	0,35	23,00	10,50	0,03	2,30	0,00	0,00	490,00	18,99	152,20
sDAM3	6,46	24,1	3,36	2,57	0,24	32,00	2,97	0,24	2,40	0,00	0,00	120,00	7,75	63,44
sDAM4	5,25	23,8	3,05	1,76	0,23	29,00	1,50	0,08	0,67	0,00	0,00	94,00	18,10	45,82
sDAM5	4,29	42,9	0,00	10,60	0,65	321,00	0,26	0,00	3,80	0,06	5,81	51,44	42,47	3,40
sLA1	5,35	36,6	3,05	5,38	0,80	50,00	1,10	0,46	0,97	0,00	1,10	44,00	10,86	14,97
sLA2	5,81	26	3,66	3,12	0,46	44,00	0,04	0,15	0,41	0,00	0,32	82,80	3,30	5,60
sLA3	5,67	21,4	3,36	2,04	0,35	44,00	0,07	0,00	1,30	0,00	0,55	52,36	5,97	3,20
sLA4	5,70	23,7	3,66	3,12	0,40	47,00	0,06	0,00	0,80	0,00	0,72	10,61	7,64	3,30
sLA5	6,22	26,3	2,75	5,62	0,51	35,00	0,12	0,00	0,69	0,00	1,30	11,44	15,04	4,10
sLA6	6,42	26,7	3,05	3,53	0,49	65,00	0,02	0,00	1,20	0,00	0,94	45,57	7,86	9,10
sLA7	6,47	26,7	3,97	4,19	0,49	50,00	0,03	0,00	1,30	0,00	1,10	14,83	8,32	8,10
sLA8	6,44	27,4	3,36	4,18	0,52	53,00	0,02	0,00	1,20	0,00	0,73	22,57	7,89	11,37

Tabela 2 – Resultados obtidos na 2ª campanha de amostragem (n=16). Os valores a negrito representam os resultados superiores aos estipulados pela lei vigente relativamente à água para consumo humano (D.L. 306/2007 e D.L. 243/2001 ou D.L. 236/98).

374

amostra	pH	($\mu\text{S/cm}$)	mg/L			$\mu\text{g/L}$								
		C.E.	HCO ₃	SO ₄	Mg	Fe	Cd	Pb	Cu	Co	Ni	Zn	Mn	As
hDAM1	6,92	20,30	2,44	1,22	0,33	17,00	3,72	0,00	0,00	0,00	2,04	160,00	0,87	83,00
hDAM2	5,54	24,60	1,83	2,85	0,21	20,00	4,69	0,00	0,00	0,00	3,53	170,00	5,09	63,00
hDAM3	7,50	19,10	3,05	1,26	0,18	14,00	1,25	0,00	0,00	0,00	1,79	50,00	0,91	36,34
hDAM4	5,80	22,60	2,44	1,16	0,20	3,00	1,25	0,00	2,18	0,00	1,79	30,00	4,48	31,10
hDAM5	4,76	46,50	0,00	9,80	0,72	109,00	0,00	0,00	0,00	2,62	2,04	0,00	18,94	1,65
hDAM6	4,60	58,20	0,00	16,46	1,27	218,00	0,00	0,00	0,97	4,19	0,00	30,00	0,05	3,96
hDAM7	6,32	21,80	2,75	2,36	0,43	54,00	0,00	0,00	1,41	0,00	0,00	0,00	0,05	0,76
hLA1	5,99	25,70	2,75	2,22	0,49	14,00	1,25	0,00	0,00	0,08	1,79	0,00	3,28	10,13
hLA2	7,10	20,70	3,66	1,64	0,39	14,00	1,25	0,00	0,38	0,07	1,79	0,00	1,17	2,43
hLA3	6,50	21,20	3,36	1,65	0,38	34,00	0,00	0,00	0,11	0,37	2,54	0,00	2,93	0,89
hLA4	6,82	21,40	2,14	1,80	0,40	20,00	0,00	0,00	2,02	0,47	0,00	0,00	3,05	0,92
hLA5	5,79	25,30	1,83	3,62	0,52	17,00	0,00	0,00	0,56	0,52	0,00	0,00	7,33	10,02
hLA6	6,80	22,20	2,44	2,40	0,47	100,00	0,00	2,50	3,97	0,56	0,00	0,00	7,33	3,18
hLA7	6,70	23,40	3,05	2,32	0,48	37,00	0,00	0,00	0,68	0,19	0,00	0,00	0,92	2,81
hLA8	6,70	23,20	3,05	2,47	0,49	60,18	0,00	2,50	5,64	0,69	0,00	0,00	4,32	9,76
hLA9	6,30	20,70	2,14	1,52	0,37	34,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,85

Pela análise da figura 3 b), relativa à 2ª campanha, verifica-se que todas as amostras são “pobres em metais”, embora a maioria das DAM possua valores mais elevados em metais, com exceção da amostra DAM7. Pela análise deste gráfico, está bem patente a diminuição das concentrações de metais, comparativamente com a 1ª campanha, embora não se tenha alterado a sua classificação. Portanto, a classificação e separação das duas tipologias de água é semelhante nas duas campanhas de amostragem, em que se verifica a tendência das DAM para valores de pH mais baixos e concentrações em metais elevadas, comparativamente com as amostras LA.

Nas Figs. 4, 5 e 6 apresentam-se os gráficos que relacionam as concentrações de SO₄ com os valores de pH, de condutividade e com o somatório das concentrações de Fe, Cu e Zn. Analisando os diagramas da 1ª campanha, podemos distinguir as duas tipologias de água em estudo, principalmente pelo acréscimo das concentrações de SO₄ e dos metais em solução, com maior clareza nas amostras DAM1, DAM2 e DAM5. Também se verifica em algumas amostras DAM a condutividade ligeiramente mais elevada (DAM5) e pH mais baixo (DAM5 e DAM2), comparativamente com as amostras LA.

Analisando os diagramas da 2ª campanha, verifica-se que as amostras DAM5 e DAM6 se destacam das restantes, nomeadamente no que se refere ao ião SO₄²⁻. Considerando o somatório das concentrações de Fe, Cu e Zn, verifica-se que as amostras DAM1 e DAM2 também se separam das restantes. Consultando os resultados obtidos, apurámos que o Zn é o principal responsável pela separação destas amostras, enquanto o Fe determina o destacamento das amostras DAM5 e DAM6. Comparando estes resultados com os da 1ª

campanha, podemos dizer que, apesar de na 2ª campanha as concentrações serem mais baixas, não se evidenciam diferenças na composição iónica das amostras recolhidas. As concentrações mais baixas, observadas na generalidade dos parâmetros nesta campanha, deverão estar relacionadas, maioritariamente, com o efeito de diluição característico do período húmido.

Foram detetados alguns valores anómalos de As em alguns pontos LA. No local de amostragem LA1 (povoação de Regoufe), em ambos os períodos, verificam-se níveis de As superiores a 10 µg/L, que é o valor paramétrico de acordo com o Decreto-Lei nº 306/2007, (período seco – 14,97 µg/L e período húmido – 10,13 µg/L), talvez devido à influência das mineralizações de Regoufe, por ser ainda um sítio próximo destas minas.

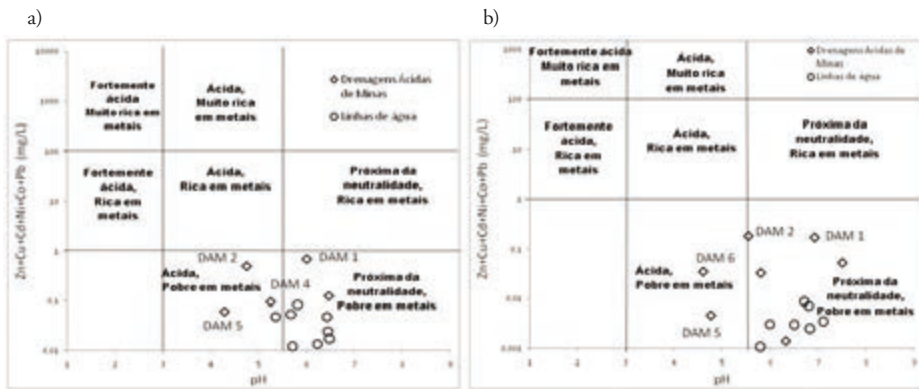


Fig. 3 – Classificação de FICKLIN et al. (1992) das amostras LA e DAM, recolhidas na 1ª (a) e na 2ª (b) campanhas de amostragem.

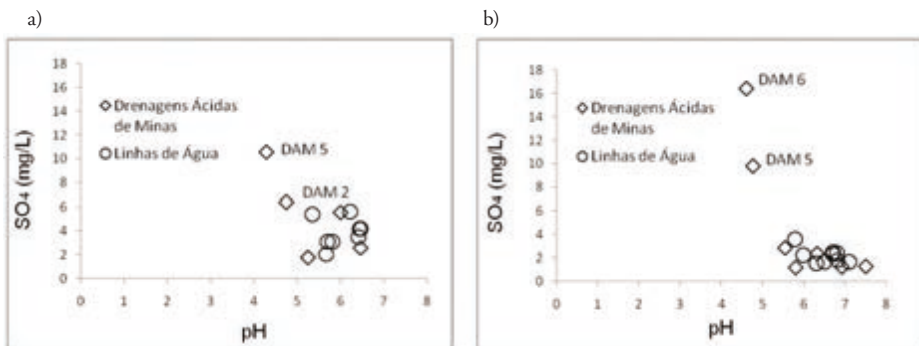


Fig. 4 – Diagramas SO₄ vs pH das amostras LA e DAM da 1ª campanha (a) e 2ª campanha (b).

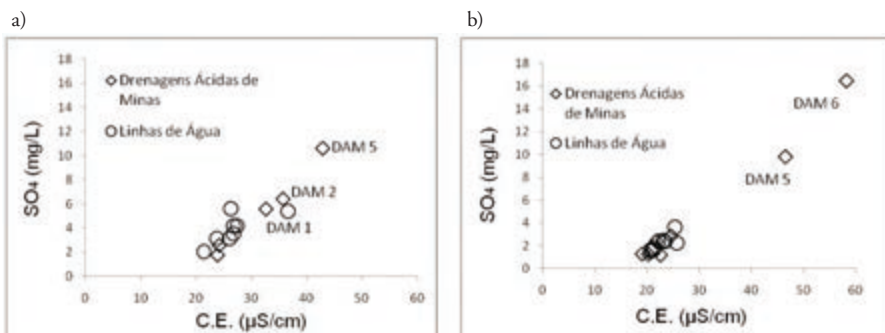


Fig. 5 – Diagramas SO₄ vs condutividade (C.E.) das amostras LA e DAM da 1ª campanha (a) e 2ª campanha (b).

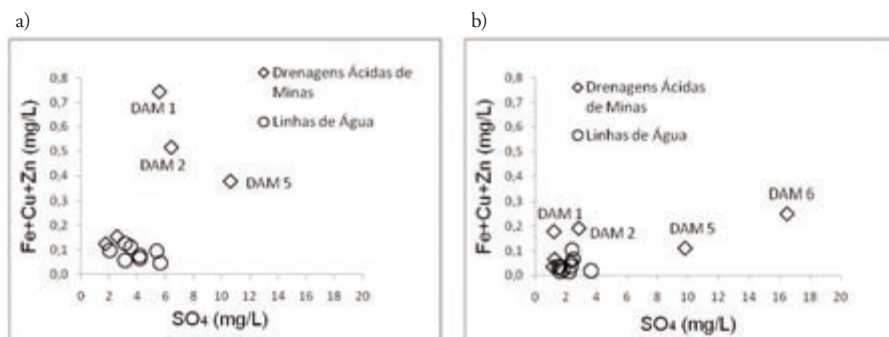


Fig. 6 – Diagramas SO₄ vs (Fe+Cu+Zn) das amostras LA e DAM da 1ª campanha (a) e 2ª campanha (b).

Também se observam valores de As desta ordem de grandeza em alguns pontos LA ao longo do Rio Paivô nos dois períodos, nomeadamente em Ponte de Telhe (LA8). Estes valores poderão dever-se à interferência das minas da Cavada e da Pena Amarela.

De referir também que, junto à lavaria e aos tanques do couto mineiro de Rio de Frades, ocorrem pequenos depósitos de concentrados de sulfuretos, resultantes da antiga lavaria da mina, onde se verificaram valores de As e Fe da ordem dos 100000 mg/kg (FAVAS, 2008) e também concentrações significativas de W, Cu, Pb e Mn apresentando, portanto, elevado risco de contaminação ambiental, uma vez que estes depósitos se encontram expostos às condições atmosféricas e aos processos erosivos.

6 – Conclusões

Os resultados obtidos permitem agrupar as duas tipologias, LA e DAM, em função da tendência das segundas para registar valores de maior acidez e concentrações mais elevadas

em metais e metalóides. A análise dos resultados demonstra também uma diferenciação em função da mineralização local. As amostras DAM de Regoufe destacam-se pelas concentrações elevadas em Zn e As (e menores em Fe e SO_4), e as amostras DAM de Rio de Frades discriminam-se principalmente pelos valores elevados em Fe e SO_4 .

No que respeita ao estado atual e potencial de contaminação destas minas abandonadas, as galerias e escombrelas das minas de Regoufe apresentam significativo potencial de contaminação hídrica, devido a elevadas concentrações em elementos tóxicos, nomeadamente em As e Cd. Por outro lado, no couro mineiro de Rio de Frades o maior problema ambiental assenta na existência de depósitos de concentrados de sulfuretos, resultantes da lavaria, expostos com implicações graves na contaminação dos solos e vegetação envolventes. É, assim, urgente tratar e monitorizar linhas de água na zona de Regoufe, principalmente em relação ao As, e remover adequadamente os depósitos de sulfuretos da mina de Rio de Frades, de forma a mitigar os efeitos nefastos da contaminação destas minas.

Por fim, a eventual anomalia em As detetada nas amostras recolhidas junto à aldeia de Ponte de Telhe, justifica claramente a realização de estudos posteriores para averiguar a fonte deste elemento, determinar a intervenção e o tratamento mais adequado, e a implementação de análises periódicas de monitorização destas concentrações.

Referências Bibliográficas

- BANKS, D., YOUNGER, P. L., ARNESEN, R. T., IVERSEN, E. R. & BANKS, S. B. (1997) – Mine-water chemistry: the good, the bad and the ugly. *Environmental Geology*, 32, p. 157-174.
- BUNDSCHUH, J., GIMÉNEZ FORCADA, E., GUÉRÈQUIZ, R., PÉREZ CARRERA, A., GARCIA, M. E., MELLO, J. & DESCHAMPS, E. (2008) – Fuentes geogénicas de arsénico y su liberación al medio ambiente. In: Bundschuh, A., Pérez Carrera, A. & Litter, M.I. (eds.) Distribución del arsénico en las regiones Ibérica e Iberoamericana, CYTED, Argentina, 230 p.
- FAVAS, P. J. C. (2008) – Biogeoquímica em áreas mineiras estano-volframíticas. Tese de Doutoramento. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 805 p.
- FAVAS, P. & CONDE, L. E. N. (2000) – Impacte de uma mina abandonada na qualidade das águas superficiais: o exemplo das Minas de Vale das Gatas (Sabrosa – Vila Real). *Recursos Hídricos*, 21, p. 31-45.
- FAVAS, P., PRATAS, J. & GOMES, E. (2010) – Hidroquímica das águas superficiais na área mineira de Regoufe (Arouca, Norte de Portugal). *Resumos do VIII Congresso Nacional de Geologia – e-Terra Revista Electrónica de Ciências da Terra*, 13. <http://e-terra.geopor.pt> (consultado em 2011.09.08).
- FAVAS, P., PRATAS, J. & GOMES, E. (2012) – Hydrochemistry of superficial waters in the Adoria mine area (Northern Portugal): environmental implications. *Environmental Earth Sciences*, 65, p. 363-372.
- FICKLIN, W. H., PLUMLEE, G. S., SMITH, K. S. & MCHUGH, J. B. (1992) – Geochemical classification of mine drainages and natural drainages in mineralized areas. In: Kharaka & Maest eds.). *Water-Rock Interaction, 1, Low Temperature Environments*, Balkema, p. 381-384.
- SLUIJK, D. (1963) – *Geology and tin-tungsten deposits of the Regoufe area, Northern Portugal*. Doctoral Thesis, Universiteit van Amsterdam, 123 p.
- VALENTE, M.T. & GOMES, L. C. (2009) – Occurrence, properties and pollution potential of environmental minerals in acid mine drainage. *Science of the Total Environment*, p. 1135-1152.

(Página deixada propositadamente em branco)

INTERAÇÕES ENTRE ÁGUAS E SEDIMENTOS DAS LAGUNAS DO MANGAL DO LOBITO (ANGOLA)

WATER-SEDIMENT INTERACTION IN THE MANGAL DO LOBITO LAGOONS (ANGOLA)

R. Guerreiro¹, P. A. Dinis² & M. M. V. G. Silva³

Resumo – Neste trabalho estudámos águas e sedimentos de lagunas do Mangal do Lobito. Em 8 locais previamente selecionados, procedeu-se a uma campanha de amostragem de sedimentos (novembro de 2009) e duas de águas (novembro de 2009 e maio de 2010). Nas amostras de água foram analisados parâmetros físico-químicos (temperatura, pH, Eh, condutividade elétrica, oxigénio dissolvido, fosfato, nitrito, Fe e Cu). Nos sedimentos fez-se a determinação da granulometria, mineralogia das frações inferiores a 2 mm, 0,063 mm, 0,032 mm e 0,002 mm e da concentração em Fe e Cu. Fez-se uma avaliação da variabilidade espacial e temporal das propriedades selecionadas. Posteriormente, analisaram-se as relações entre as propriedades das águas e dos sedimentos visando identificar as possíveis interações nas lagunas. As águas das lagunas são tendencialmente mais básicas, mais salinas, têm maiores concentrações de Fe e Cu e menor oxigénio dissolvido que as águas do oceano. Os teores de Fe e Cu são maiores na estação seca, refletindo intensa evaporação, ao passo que os teores de fosfato e nitrito tendem a ser maiores durante a estação húmida, em resposta à lavagem dos campos e áreas urbanas envolventes. Os sedimentos colhidos em zonas mais interiores das lagunas são tendencialmente mais finos e apresentam maiores quantidades de carbonatos, ao passo que os mais exteriores são mais grosseiros e mais ricos em silicatos. Existe uma correlação entre o Eh da água e a concentração de hematite nas frações mais finas, sugerindo alguma precipitação *in-situ* deste mineral.

¹ Lubango; reny_f@hotmail.com

² Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra e IMAR-CMA; pdinis@dct.uc.pt

³ Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra e Centro de Geociências, FCTUC; mmvsilva@ci.uc.pt

Palavras-chave – Água; Sedimento; Mineralogia; Granulometria; Geoquímica; Mangal do Lobito

380

***Abstract** – In this work we study waters and sediments from lagoons of the mangrove of Lobito. A sediment sampling campaign (November 2009) and two water sampling campaigns (November 2009 and May 2010) were carried out in 8 sites previously selected. For each water sample we measured physical-chemical properties (temperature, pH, Eh, electric conductivity, dissolved oxygen, phosphate, nitrite, Fe and Cu). The grain-size, mineralogy of different size-fractions (fractions finer than 2mm, 0.063 mm, 0.032 mm and 0.002 mm) and Fe and Cu contents were determined in each sediment sample. An evaluation of the spatial and seasonal variability of the selected features was conducted. Later, the relations between water and sediment were analyzed in order to understand their possible inter-actions. The lagoon waters tend to be more basic, more saline, have higher Fe and Cu concentrations and less dissolved oxygen than the ocean water. The content of Fe and Cu are greater in the dry season, reflecting intense evaporation, while the levels of nitrite and phosphate tend to be higher during the rainy season, due to washing of surrounding fields and urban areas. Sediments collected from the inner areas of the lagoon tend to be finer and have higher amounts of carbonates, while the sediments from outer areas are coarser and richer in silicates. There is a correlation between the water Eh and the concentration of hematite in the finer grain-size fractions, suggesting some in-situ precipitation of this mineral.*

***Keywords** – Water; Sediment; Grain-size; Mineralogy; Geochemistry; Mangrove of Lobito*

1 – Introdução

A zona que hoje recebe a designação de Mangal do Lobito está situada na faixa costeira da Província de Benguela, município do Lobito, desenvolvendo-se na bordadura das acumulações sedimentares provenientes do delta do Catumbela. Está limitada pela restinga do Lobito, a norte, pela Baía do Lobito, a nordeste, e por sedimentos associados ao delta do Catumbela, a sul. Esta zona não tem as características, em particular de vegetação, que tipificam os mangais. Encontram-se no Lobito corpos lagunares muito pouco profundos, sob grande pressão urbana e sem claros testemunhos de vegetação arbórea adaptada às condições de elevada salinidade. A destruição do Mangal do Lobito terá acompanhado o desenvolvimento da cidade de Lobito, que começou no início do século xx, com o porto do Lobito e o caminho-de-ferro de Benguela. A área do Mangal, na década de 1950, ainda era bastante alargada, observando-se então zonas habitacionais relativamente restritas e limitadas a setores nas proximidades das principais vias de comunicação (GUERREIRO, 2010). Mas já então a área estava muito influenciada por modificações antrópicas (salinas, vias de comunicação, etc.). Hoje, temos uma área onde a pressão urbanística se tem alargado para pontos mais próximos de zonas húmidas. A intensa ocupação humana é responsável por uma degradação ambiental cujo diagnóstico ainda é desconhecido.

Este trabalho tem como objetivo apresentar algumas características das águas e sedimentos das lagunas do Mangal do Lobito e proceder a uma análise das relações encontradas entre os dois. Os resultados obtidos contribuem para o diagnóstico das condições ambientais observadas presentemente no Mangal.

2 – Metodologia

Foram feitas duas campanhas de amostragem de água em oito locais previamente escolhidos (Fig. 1). Uma em novembro de 2009, antes da estação das chuvas e outra em maio de 2010, após a estação das chuvas. Para cada ponto de amostragem mediu-se “*in situ*” o pH, Eh (mV), a condutividade elétrica (mS/cm), a salinidade (ppt), a temperatura (°C), o oxigénio dissolvido (em % saturação e em mg/L) e o total de sais dissolvidos (TSD, em mg/L). Para tal, usou-se o equipamento Multiparâmetros Hanna (modelo HI 9828), cuja precisão é $\pm 10\%$. Foram colhidas amostras de água e nelas foram doseados Fe, NH_3 , K, Cu, Cr^{6+} , NO_2 , NO_3 , PO_4 , Mg, Cl e SO_4 , usando um fotómetro de bancada de UV-visível, da marca Hanna, modelo HI83200, cuja precisão ronda 4-10%.

Colheram-se amostras de sedimentos, nos mesmos locais e momentos em que se fez a amostragem de águas durante a campanha de novembro de 2009, que foram secas ao ar livre, devidamente cobertas com papel e depois sujeitas a tratamento laboratorial para determinação das características texturais, mineralógicas e geoquímicas. A dimensão das partículas foi determinada por difração Laser num granulómetro laser Coulter LS 230. A composição mineralógica foi determinada nas frações inferiores a 2 mm, 0,063 mm, 0,032 mm e 0,0002 mm, por difração de raios X (DRX), com um difratómetro de RX Philips PW 3710. Refira-se que as proporções minerais, determinadas com base no cálculo da área de reflexões características, são semiquantitativas (MORE & REYNOLDS, 1997). As análises químicas de sedimentos (Cu e Fe) foram realizadas no Laboratório de Biogeoquímica do Departamento de Ciências da Terra. A análise foi feita por absorção atómica, após ataque triácido (nitríco, clorídrico e fluorídrico) a 180 °C e 15 bares, em microondas, seguido da complexação com ácido bórico. A precisão é superior 5%.

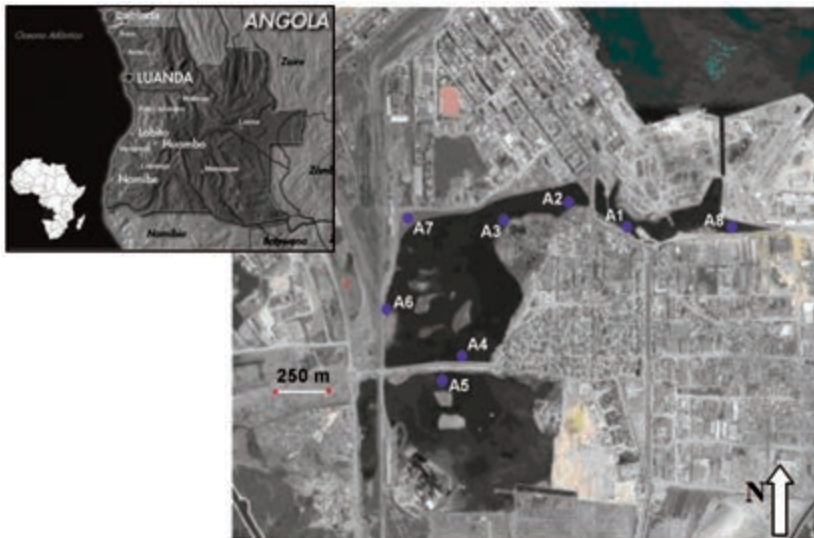


Fig. 1 – Localização das amostras estudadas. No mapa de enquadramento indica-se a localização da cidade de Lobito.

3 – Resultados

382

As amostras de sedimentos são constituídas maioritariamente por areia (69-85%), silte (2 a 14%) e argila (0,3 a 1,4%) (tabela 1), com a média granulométrica a variar entre 0,1 a 5 mm. Com base nas percentagens das várias frações granulométricas e na média granulométrica é possível considerar 3 grupos de amostras: sedimentos grosseiros (A2 e A8), intermédios (A3, A4, e A5) e finos (A1, A6 e A7, com A6 a destacar-se por ser especialmente fina – Fig. 2).

Todas as amostras são maioritariamente constituídas por quartzo (38 a 82%), feldspatos (10-19%), filossilicatos (8-20%), carbonatos (4 a 23%) (tabela 1). No grupo dos carbonatos foi possível identificar calcite, dolomite, aragonite. Observaram-se ainda quantidades menores de halite, hematite, pirite e piroxena, que constituem o grupo dos outros minerais. As amostras grosseiras são as que apresentam maiores percentagens de quartzo (81 a 82%). Em contrapartida, as amostras A1 e A6, integradas no grupo dos sedimentos mais finos, destacam-se por apresentarem menores quantidades de quartzo (38 a 45%). Os sedimentos mais finos apresentam maiores quantidades de filossilicatos e de carbonatos (sobretudo A6).

Na fração inferior a 63µm os minerais mais comuns tanto podem ser os carbonatos (9 a 66%) como o quartzo (10 a 34%). Encontram-se também quantidades significativas de feldspatos (9 a 25%) e de filossilicatos (5 a 23%). Na fracção inferior a 32 µm os minerais mais comuns também podem ser os carbonatos (14 a 65%) ou o quartzo (10 a 33%). As quantidades de filossilicatos são, regra geral, ligeiramente maiores que nas frações inferiores a 32 µm (11 a 23%). No que respeita à fração argilosa, a mica-ilite (29 a 100%) é o mineral mais bem representado na generalidade das amostras, geralmente seguido da caulinite (0-71%). A amostra A6 é a única que apresenta maiores quantidades de caulinite do que de ilite. A amostra A7 também apresenta esmectite (9%).

Tabela 1 – Características texturais e composicionais nos sedimentos das lagunas do Mangal do Lobito.

		A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8
Granulometria	Média (mm)	0,14	0,46	0,17	0,19	0,30	0,04	0,12	0,49
	% areia	77,62	97,74	85,43	89,04	92,95	48,71	80,99	97,62
	% silte	19,53	1,92	13,10	9,80	6,15	45,29	16,90	1,97
	% argila	2,85	0,34	1,47	1,16	0,90	6,00	2,11	0,42
Química	Cu (ppm)	138,71	9,72	48,05	16,31	5,77	35,31	14,83	4,62
	Fe (%)	3,422	1,062	1,959	1,258	0,696	1,472	1,381	0,7
Mineralogia, amostra total	Quartzo	38	82	64	74	77	45	68	81
	Total Feldspato	16	11	19	15	5	13	14	12
	Filossilicatos	20	4	5	0	9	12	5	4
	Carbonatos	8	2	2	5	9	29	5	2
	Hematite	4	1	3	1	0	1	1	2
	Pirite	7	0	4	1	0	0	2	0
Mineralogia, fracção < 63 µm	Quartzo	34	24	28	25	13	30	26	30
	Total Feldspato	9	8	12	14	6	19	9	24
	Filossilicatos	14	16	23	12	5	21	16	6
	Carbonatos	9	20	12	15	66	11	42	34
	Hematite	7	4	7	4	2	6	2	2
	Pirite	5	7	5	4	1	12	5	4
Mineralogia, fracção < 32 µm	Quartzo	24	20	28	33	10	14	24	21
	Total Feldspato	19	19	19	12	6	9	19	9
	Filossilicatos	22	21	18	15	14	20	16	11
	Carbonatos	14	25	16	23	65	52	20	52
	Hematite	11	7	7	8	2	3	4	2
	Pirite	6	2	7	4	2	3	4	2

Os valores de parâmetros físico-químicos e alguns teores de espécies químicas determinados nas águas são dados na tabela 2. Os valores de pH determinados na água das lagunas estão no intervalo de 8,17 a 9,08 (tabela 2), sendo superiores aos da água do mar e semelhantes aos das águas salinas (KRAUSKOPF & BIRD, 1995). A salinidade das amostras de água também é frequentemente superior à da água do mar, variando entre 26,96 e 50,09 (tabela 2). O potencial de oxidação-redução medido nas águas amostradas na campanha de novembro varia entre -56,1 e 12,3 mV, tratando-se, portanto, de valores relativamente redutores (tabela 2).

Em termos de composição química, os teores de fosfato são tendencialmente mais baixos na campanha de novembro (0,07 e 0,42 mg/L) e mais elevados na campanha de maio (0,38 e 1,25 mg/L) (Fig. 2A). Os teores de Cu, por sua vez, são mais altos na campanha de novembro (103 e 569 µg/L) do que na de maio (115 e 250 µg/L) (Fig. 2B). Os teores de ferro variaram entre 58 e 326 µg/L, sendo semelhantes nas duas campanhas. Estes teores de Fe e Cu são, com exceção da amostra A8 para o Fe, superiores ou muito superiores aos teores médios destes elementos, na água dos oceanos e na água dos rios (WINTER, 1998). Observa-se uma forte correlação positiva ($r=0,89$) entre o pH e a salinidade (Fig. 3A) e há um decréscimo nos valores de nitritos com o aumento da quantidade de oxigênio dissolvido (Fig. 3B).

Tabela 2 – Valores de parâmetros físico-químicos e teores de espécies químicas nas águas das lagunas do Mangal do Lobito.

novembro de 2009								
	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8
Oxigênio dissolvido (ppm)	5,65	8,32	3,91	5,4	1,72	6,24	4,65	3,84
pH	8,17	8,64	8,65	8,76	9,08	8,83	8,85	8,57
Temperatura (°C)	28,74	29,83	27,5	29,66	28,71	24,64	25,34	27,28
Condutividade elétrica (mS/cm)	45,16	60,94	57,95	76,51	78,05	64,03	57,43	56,13
TSD (ppt)	29,52	39,07	38,72	49,21	51,04	45,13	39,95	37,66
Salinidade	26,96	36,89	36,6	47,98	50,09	43,64	37,98	35,48
Eh	12,3	6,9	11,1	-15,8	-56,1	7,4	-20,8	-25,1
Oxigênio dissolvido (% saturação)	84,9	134,5	60,8	92,5	29,4	96,2	70,3	59,0
Cl total (mg/L)	0,09	0,08	0,05	0,09	0,09	0,08	0,07	0,05
PO ₄ ³⁻ (mg/L)	0,11	0,42	0,1	0,11	0,07	0,24	0,35	0,19
Cu ²⁺ (µg/L)	176	195	103	569	427	519	223	261
Fe ²⁺ (µg/L)	141	124	220	159	127	204	326	58

maio de 2010								
	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8
Oxigênio dissolvido (ppm)	3,93	4,57	4,21	3,83	9,1	8,73	6,63	3,71
Temperatura (°C)	27,04	25,83	28,5	28,7	30,7	29,6	26,34	27,13
Oxigênio dissolvido (% saturação)	56,4	63,5	60,3	54,9	123,8	118,7	88,4	53,1
NO ₂ ⁻ (mg/L)	0,72	0,19	0,75	0,16	0,03	0	0,19	0,63
Cl total (mg/L)	0,15	0,1	0,18	0,15	0,16	0,15	0,19	0,18
PO ₄ ³⁻ (mg/L)	0,38	2,00	0,54	0,38	1,25	0,52	0,62	0,46
Cu ²⁺ (µg/L)	218	152	156	250	115	116	150	156
Fe ²⁺ (µg/L)	127	120	205	156	124	196	308	60

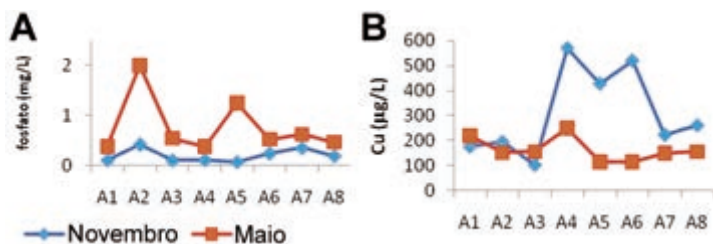


Fig. 2 – Diferenças entre os teores de fosfatos e Cu nas duas campanhas de amostragem.

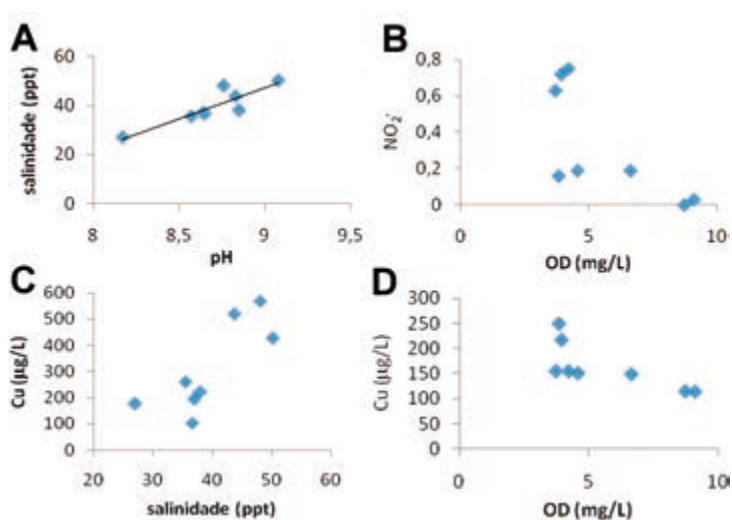


Fig. 3 – Algumas relações entre parâmetros químicos da água. A. Correlação entre os valores de pH e de salinidade; B. Relação entre os valores de oxigénio dissolvido (OD) e os teores de nitratos na campanha de maio. Teores de Cu em função da salinidade durante a campanha de novembro (C) e do OD durante a campanha de maio (D).

4 – Discussão

As características granulométricas e mineralógicas dos sedimentos e química da água apresentam alguma variabilidade espacial. Os sedimentos amostrados em locais mais próximos da linha de costa têm frequentemente dimensões mais grosseiras, ao passo que as quantidades de carbonatos são frequentemente maiores em zonas mais interiores das lagunas (Fig. 4). Também a salinidade e o pH são maiores em posições mais interiores das lagunas do que nos pontos mais próximos do Atlântico (Fig. 4), enquanto o oxigénio dissolvido é tendencialmente mais baixo em posições mais interiores. Tal deve-se ao facto de, nas zonas mais interiores, a profundidade da água ser menor, o

que leva a uma maior evaporação com o conseqüente aumento da salinidade e do pH e diminuição do oxigénio dissolvido.

Os teores em Fe e Cu da água são tendencialmente mais elevados nos setores mais interiores das lagunas (Fig. 4), onde a salinidade é também maior. Os teores especialmente elevados de Cu foram obtidos na campanha de amostragem de novembro, que antecedeu a época das chuvas. Nas amostras de maio, os teores de Cu surgem mais homogêneos ao longo do Mangal, não se encontrando diferenças espaciais significativas (Fig. 2). Estes factos indicam que a maior evaporação e o menor afluxo de água das chuvas promovem o enriquecimento em Cu durante a estação seca, em especial nos pontos com menor influência marinha. Já no que respeita aos fosfatos e nitritos, os valores são mais elevados após a estação das chuvas. Admite-se que o enriquecimento nestes compostos resulta da lixiviação e drenagem de campos agrícolas e áreas urbanas durante esta estação.

O enriquecimento em Cu em relação à água do mar e dos rios pode dever-se ao facto de ocorrerem mineralizações de cobre na região, a leste do Lobito, drenadas pelo rio Catumbela e seus afluentes e referidas em GALVÃO & SILVA (1972), ou à presença de cobre de origem antrópica. O cobre e ferro podem estar ligados à matéria orgânica, que é abundante nestas águas. Esta suposição é apoiada pelo facto de se observar um decréscimo nos teores de cobre com o aumento na quantidade de oxigénio dissolvido na campanha de novembro (Fig. 3D).

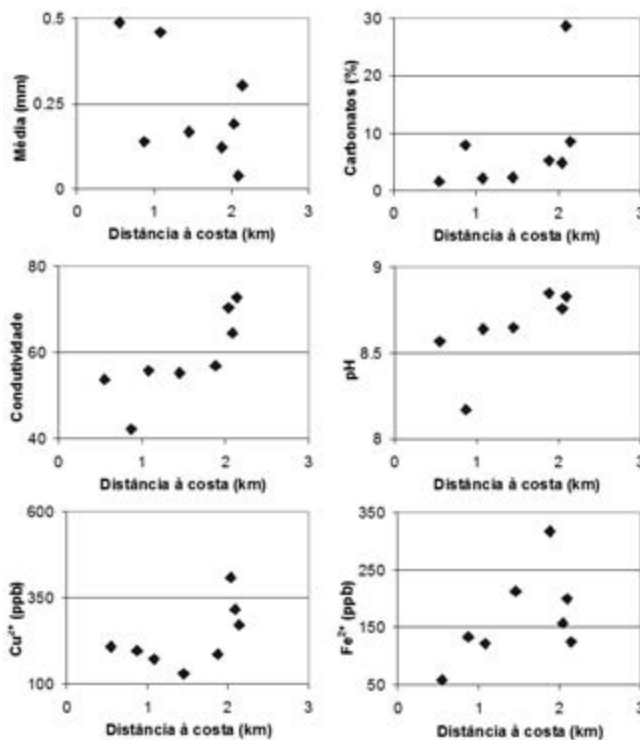


Fig. 4 – Características dos sedimentos (média granulométrica e percentagem de carbonatos) e das águas (condutividade elétrica, pH, Cu e Fe) em função da distância à foz.

Existe uma correlação negativa entre a percentagem de ferro na água e a média granulométrica dos sedimentos ($r=-0,72$). Não se pode assumir, com segurança, que esta correlação negativa se justifica por os sedimentos mais grosseiros apresentarem menores quantidades de minerais que integram ferro. Na verdade, ela pode justificar-se por as amostras mais grosseiras terem sido colhidas em posições mais exteriores do Mangal, apresentando assim maior contribuição de água do mar que, como se afirmou acima, é tendencialmente mais pobre neste elemento que as águas das lagunas do Mangal. Também se verificaram correlações negativas entre os teores de hematite e pirite nos sedimentos e os valores de pH ($r=-0,89$ e $r=-0,72$, respetivamente) e condutividade elétrica ($r=-0,72$ e $r=-0,71$, respetivamente). Ou seja, os conteúdos em minerais de ferro no estado reduzido ou oxidado não favorecem, nem são favorecidos, de forma diferenciada, pelas condições de oxidação. Este facto sugere que, quando se considera a amostra total, estes minerais são essencialmente detríticos e não estão a precipitar nas lagunas do Mangal do Lobito.

No que respeita à fração silto-argilosa observou-se uma correlação positiva entre o Eh e o conteúdo em hematite ($r=0,85$). Esta correlação pode estar associada à precipitação de hematite nas frações mais finas dos sedimentos em posições com ambiente mais oxidante. Para a fração silto-argilosa observaram-se ainda correlações quartzo-Eh ($r=0,76$), quartzo-pH ($r=-0,80$), quartzo-salinidade ($r=-0,76$), filossilicatos-Eh ($r=0,81$) e carbonatos-Eh ($r=0,93$). Estas correlações devem resultar de haver uma maior contribuição de partículas detríticas (sobretudo quartzo e filossilicatos) nos locais mais exteriores das lagunas, e de partículas associadas à precipitação de sais e ao desenvolvimento de organismos (carbonatos) nos locais mais interiores.

Finalmente, notou-se uma correlação negativa entre o pH da água e as proporções de Cu ($r=-0,79$) e Fe ($r=-0,77$) nos sedimentos. Uma vez que a matéria orgânica deve promover condições ácidas, esta relação pode ser explicada por retenção de ferro e cobre através de processos de adsorção com aqueles componentes do sedimento. O conteúdo em matéria orgânica não foi assinalado, mas a cor e cheiro dos sedimentos sugerem que esta é muito comum, em particular nos materiais de grão mais fino.

5 – Conclusões

As águas das lagunas do Mangal do Lobito são tendencialmente mais básicas, mais salinas e com menor oxigénio dissolvido que as águas do oceano. Os teores de ferro e cobre também são tendencialmente mais elevados em posições mais interiores do Mangal, em especial após a estação seca, sugerindo que a intensa evaporação durante este período é responsável pelo seu enriquecimento nas águas. As maiores concentrações de nitritos e fosfatos após a estação das chuvas podem ser explicadas por as águas pluviais promoverem a lavagem de campos agrícolas e áreas urbanas que envolvem o Mangal do Lobito, transportando quantidades significativas destes compostos, previamente acumulados durante o período seco, para as lagunas.

No que respeita aos sedimentos, estes têm frequentemente dimensões mais grosseiras e apresentam maiores quantidades de grãos detríticos, nos locais com maior influência marinha, e de carbonatos, nos locais mais interiores das lagunas. A correlação entre os conteúdos de hematite na fração silto-argilosa e os valores de Eh das águas leva a crer que ocorre alguma precipitação de hematite nas frações de grão mais fino sob influência das condições de oxidação.

Agradecimentos – Agradece-se o apoio do Departamento de Ciências da Terra. Agradece-se a determinação de Fe e Cu nas amostras de sedimentos ao Prof. João Pratas.

Referências Bibliográficas

387

- GALVÃO, C. F. & SILVA, Z. (1972) – Notícia explicativa da Carta geológica do Lobito na escala 1:100.000 Série Geológica, e Minas de Angola, 39 p.
- GUERREIRO, R. (2010) – Interações água-sedimento no Mangal do Lobito. Dissertação de Mestrado, não publicada. Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, 54 p.
- MORE, D. M & REYNOLDS, R. C. (1997) – X-ray Diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, 378 p.
- KRAUSKOPF, K. B. & BIRD, D. K. (1995) – Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill International Editions, 647 p.
- WINTER, W. M. (1998) – Geochemistry, Chap. 15 – Oceans as a Chemical System. on-line edition. Acedido em: <http://WWW.geo.cornell.edu/geology/classes/geo455/Chapters.HTML> (consultado em 2010.07.01).

(Página deixada propositadamente em branco)

DYNAMICS OF SEDIMENT-ASSOCIATED
NUTRIENTS IN MOUNTAINOUS RIVERS:
A CASE STUDY IN NORTHERN PORTUGAL

DINÂMICA DE NUTRIENTES ASSOCIADOS
A SEDIMENTOS EM RIOS DE MONTANHA:
UM CASO DE ESTUDO NO NORTE DE PORTUGAL

A. Reis¹, A. Parker², A. M. P. Alençoo¹ & A. Sousa Oliveira¹

Abstract – Samples of fine-grained river bed sediment were collected in the mountainous rural catchment of the River Corgo, which drains crystalline rocks, in order to investigate seasonal, spatial and downstream changes in the total N (TN) and total P (TP) contents associated to the size-fraction <63 µm. The sediments are composed mainly by detrital minerals (76-95%) and illite, kaolinite and various mixed-layer and poorly crystallized clay species are the main constituents of the clay fraction. The silt size-class is dominant (84-87%). The TN and TP contents vary, respectively, in the range 0.3 to 14 g/kg and 0.2 to 5.1 g/kg. The spatial and seasonal trends suggest that the major controls of the input and dispersion of sedimentary TN and TP in the fluvial environment are: seasonal and interannual variability in stream discharge; morphology of the river and the steepness of the riverbed; movement into the river channel of soil particles with associated nutrients; land use, point and non-point source contamination.

Keywords – Mountainous river; Bottom sediments; Nutrients; Nitrogen; Phosphorus

Resumo – Nesta contribuição são apresentados resultados sobre um estudo realizado em sedimentos finos do leito fluvial recolhidos na rede de drenagem do rio Corgo, que drena uma bacia rural de montanha, em substrato de rochas cristalinas. O objetivo é investigar o padrão de distribuição sazonal e espacial dos teores totais de N (TN) e P (TP) associados à fração sedimentar

¹ Department of Geology, University of Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, Portugal; Centre of Geophysics from the University of Coimbra, Coimbra, Portugal; anarreis@utad.pt; alencao@utad.pt; soliveira@utad.pt

² Soil Research Group, School of Human and Environmental Sciences, University of Reading, Reading, UK; aparker@reading.ac.uk

<63 μm . A composição dos sedimentos é essencialmente detritica (76-95 %), predominando na fração argilosa a ilite, e diversos minerais de argila interstratificados e espécies fracamente cristalinas. O silte é a classe granulométrica dominante (84-87%). Os teores de TN e TP variam no intervalo 0,3 a 14 g/kg e 0,2 a 5,1 g/kg, respetivamente. As tendências espaciais e temporais observadas sugerem que o input e a dispersão de TN e TP, na forma particulada, no ambiente fluvial, são controlados principalmente por: variabilidade sazonal e interanual dos caudais; morfologia fluvial e irregularidade do leito; movimento de partículas de solo, com nutrientes associados, para os canais fluviais; ocupação do solo e fontes de contaminação pontuais e difusas.

Palavras-chave – Rio de montanha; Sedimentos do leito; Nutrientes; Azoto; Fósforo

1 – Introduction

Oxic river sediments have a significant influence on surface water quality, owing to their role both as a sink and a potential source of pollutants. Fine-grained sediments usually show increasing concentrations of contaminants and nutrients downstream, and there is thus an increasing awareness of the importance of non point-source pollution in fluvial systems. As stated by Symader *et al.* (2007), bottom sediments of small rivers in mountainous areas behave like a transport system of its own and show high temporal variation in their chemical composition. MEYBECK (1982) estimated that sediment-associated transport contributes approximately 55 and 95%, respectively, of the total N and P flux. WALLING *et al.* (2001), in a detailed investigation of nutrient fluxes in four British rivers, estimated that sediment-associated transport accounted for 26-75% of the annual total-P load and 3-8% of the annual total-N load, varying from river to river in response to local conditions. Differences among the individual rivers were shown to reflect the magnitude of the specific suspended sediment yield and the nutrient content of the suspended sediment transported by the river. These, in turns reflect the influence of catchment characteristics such as relief, geology, soil types and land use, the hydrometeorological conditions, the relative importance of point source inputs and the potential for nutrient uptake by the sediment from the water column.

In fluvial environments from mountainous catchments, the dynamics of sediment particles and particle-bound contaminants and nutrients are still poorly understood. The transport of significant sedimentary loads, as suspended matter, in short periods of time, mainly in winter, poses some issues concerning monitoring and modelling approaches of the transport and fate of micro-pollutants and nutrients at the catchment scale. This study reports results of a case study on the investigation about fluvial sediments' quality in a mountainous rural meso-scale catchment, located in the NE of Portugal. The aim was to evaluate the retention and/or mobilisation of nutrients, derived from agricultural and urban activities, in oxic fluvial sediments, as well as its variability in space and time overall the basin area.

2 – Study area

The River Corgo traverses Vila Real city, is a tributary of the River Douro and its catchment, up to the gauge station of Ermida, covers an area of approximately 295 km².

In the southern part of the basin, Palaeozoic metasediments outcrop (Fig. 1). These are composed essentially of alternating phyllites and greywackes, dating from the Cambrian (SOUSA, 1982), and a conglomerate overlain by alternating quartzites and phyllites, with iron-rich levels interlayered (PEREIRA, 1989), dating from the Ordovician. In the northern part of the basin, granites intruded the older metamorphic rocks. The oldest ones are two-mica, fine to medium-grained (PEREIRA, 1989; GOMES, 1989; MATOS, 1991; NEIVA & GOMES, 1991, 2001); the most recent are biotitic granites (PEREIRA, 1989, MARTINS, 1998).

Locally the crystalline rocks are covered by sedimentary deposits from the Cenozoic, with major expression in the Campeã valley, in the southwest area, the Vila Pouca de Aguiar valley (LOURENÇO, 1997), in the northern area, and Vila Real basin (BAPTISTA, 1998). These valleys have a plan basement; downstream these, the channels became narrow and incised, alternating between steep riffles and quiet pools. The deposition of these sediments was controlled mainly by the major tectonic structure Penacova-Régua-Verin fault (GUTIÉRREZ CLAVEROL *et al.*, 1987), which originated the Vila Real basin and the Telões basin in Vila Pouca de Aguiar, along this fault zone.

The altitudes in the basin vary between 300-1400m. The land is occupied mainly by forest and natural vegetation in the highlands, and agriculture, which predominates in the valleys. Urban settlements are spread throughout the basin area. Industrial activity is scarce.

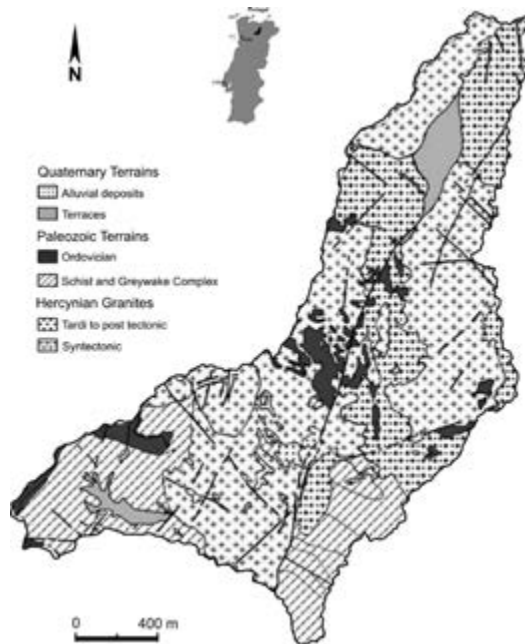


Fig. 1 – Simplified geological map of Corgo River Basin (modified from Portuguese Geological Map at 1:200000 scale, Sheet 2) (PEREIRA, 2000).

3 – Methodology

The data used in this research programme result from sampling campaigns done in the years 2004 and 2005, at the end of the Wet Period (WP) in April, and at the end of the Dry

Period (DP) in September-October. The sampling was planned to obtain a representative spectrum of the variability of the studied parameters in conditions of high and low flow. The year of 2004 was characterized by a rainy winter, followed by a very dry summer period. The year of 2005 was characterized by a comparatively less-rainy winter but with some rain events during the dry period, so the summer period was comparatively less dry.

At each sampling site, a composite sample of bottom sediments was taken manually; the finer and most recently deposited sediment was preferentially sampled – approximately the uppermost 2-3 cm below the interface water-sediment. The samples were kept at 4 °C, prior to analysis. Sediments were wet-sieved to separate the <63 µm fraction (FÖRSTNER, 2004). A total of 220 stream sediment samples were collected and analysed.

The identification of whole-rock and clay mineralogy was performed by x-ray diffraction, with estimation of the mineral proportions, and SEM analysis of sediment grains was undertaken on selected samples (details in REIS, 2010). Particle-size distribution in the <63µm grain-size fraction was determined by laser diffraction (details in REIS, 2010).

Total N and P were determined by sulphuric acid – Se digestion, and contents determined by spectrometry (HOUBA *et al.*, 1995). In each analytical sequence, replicates were used to assess repeatability and an in-house reference material was used to ensure accuracy. The precision of the measurements is about ±5%.

4 – Results and discussion

4.1 – Mineralogy and physical properties of the stream sediments

The bulk mineralogical analysis of the <63µm size-fraction indicates quartz, micas – biotite and muscovite, and feldspars – both potassium and plagioclase, to be the main constituents. The abundance of detrital minerals in the sediment (76-95%), and the occurrence of illite and various mixed-layer and poorly crystallized clay species in the clay fraction, reflects its origin in the saprolites and topsoils of the basin. It seems that little mineralogical evolution towards more developed weathering products occurs during transport along the drainage network. The expandable clays, although occurring in low contents, show slightly higher values in the samples from the large valleys (Campeã, Vila Pouca de Aguiar). Two different sequences of weathering were identified: one is influenced by the occurrence of chlorite minerals, leading to the dominance of vermiculite in the expandable minerals fraction (characteristic of Campeã valley); the other is derived from the acid rocks, leading to an important smectitic component in the expandable minerals.

The morphology and inter-particle relationships observed by SEM indicate high quantity of composite particles (Fig. 2). The clay-sized material is reduced occurring in flocs. Iron oxides seem to be widely dispersed in particles as coatings on the surfaces of minerals, and as spherical discrete particles. Spherical alumino-silicates are disseminated in sediments.

The particle-size distributions, typified by long fine tails, indicate that in general the sediments show minor spatial and temporal variations of granulometric characteristics. The silt size-class is dominant (84-87%). The sediments are classified as coarse to medium silt, with medians of 11.4 to 22.3 µm, poorly sorted, with positive skewness. No consistent pattern is observed along the main lengths of the streams, mostly owing to the tributary contributions, which provide a surplus of entering material that superimposes the river processes of abrasion of particles and hydraulic sorting.

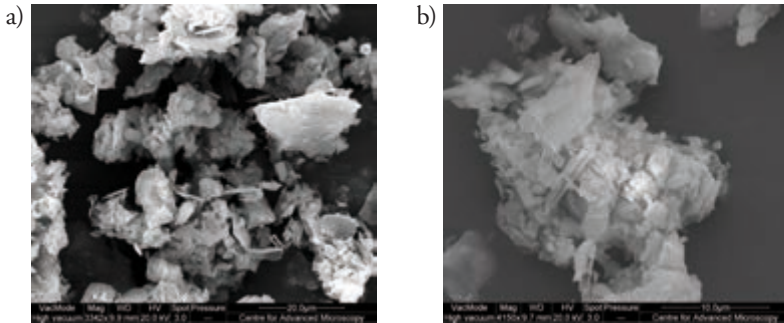


Fig. 2 – SEM microphotographs of representative distribution of sediment particles: a): mineral suites composed essentially by quartz, feldspars, mica, clay and composite particles; b) floccs composed mainly by clay, silt-clay particles and some organic material.

4.2 – N and P in the stream sediments

The variation range of total N (TN) and P (TP) contents differentiated for the sub-basins of the River Corgo catchment are shown in Fig. 3. The TN and TP contents of the sediments vary, respectively, in the range 0.3 to 14 g/kg and 0.2 to 5.1 g/kg, with slight seasonal variations in samples from the same sampling sites. In the River Sordo sub-basin (SW) and in the southern-east tributary, on the left margin, the organic contents are consistently lower, in the range 0.3-7.1 g/kg (TN) and 0.4-2.7 g/kg (TP); in the Vila Pouca de Aguiar valley, in the River Cabril sub-basin and in sampling stations southward Vila Real these contents are generally higher, varying in the ranges 0.7-14.0 g/kg for TN and 0.53-5.06 g/kg for TP.

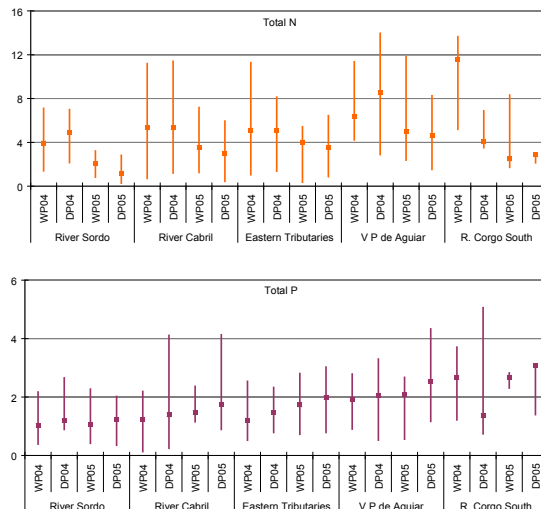


Fig. 3 – Variation range and median value of the total N and P contents (g/kg) River Corgo <63 μm sediment fraction, for the years 2004 and 2005, at the end of the Wet Period (WP) and the Dry Period (DP).

Considering the values of TN and TP found in the River Corgo sediment's in the context of the values reported in the literature for other fluvial systems, these are within the ranges described, a few values are relatively higher, in particular TN. WALLING *et al.* (2001) and OWENS & WALLING (2002) report TN and TP concentration ranges of 2.3-5.5 g/kg and 1.1-5.9 g/kg, respectively, in sediments of UK rivers. HUANG *et al.* (2007) refer concentrations in sediments of a riverine system in China of 1.9-4.8 g/kg, for TN, and 0.7-3.4 g/kg for TP. VAROL & SEN (2012) found that the TN and TP contents range in sediments of River Tigris were 0.7-2.7 g/kg and 1.0-2.1 g/kg, respectively. DAVIDE *et al.* (2003) reported TN contents in bed sediments of the river Po within a range of 0.6-7.2 g/kg.

The mapped spatial distribution of TN and TP contents in the sediments of the River Corgo, from the four campaigns from 2004 and 2005, are shown in Fig 4 and Fig.5. The values of TN are, in general, relatively higher in 2004. In the agricultural valleys of Campeã and Vila Pouca de Aguiar higher contents of TN are found in samples from the Wet Period campaign. The TP contents are relatively higher in the Dry Period of 2005. Taking into consideration the rainfall – river flow regime during both years of sampling, the spatial and seasonal trends suggest that the major controls which affect the input and dispersion of sedimentary TN and TP in the fluvial environment are:

a) seasonal and interannual variability in stream discharge: in years of low precipitation an increase in nutrient contents associated with sediments should be expected, in particular TN; on the one hand intense precipitation events lead to an increase in quantity of soil particles transported into the drainage network, on the other hand, finer sediments remain deposited in riverbed longer leading to a relative increase of contents;

b) morphology of the river and the steepness of the riverbed: the sites exhibiting the higher and/or anomalous contents are in general located along downstream reaches of the main tributaries and in reaches with the riverbed less irregular, where there is a slightly higher accumulation of finer sediments; in the upland areas soils have low nutrient contents;

c) movement into the river channel of soil particles with associated nutrients, mainly derived from agriculture activities; N seems to be more affected by this effect, showing local higher contents at the end of the Wet Period;

d) land use, point and non-point source contamination: in sampling sites located in the vicinity of identified point pollution sources in the basin, there is an increase of nutrient contents; P seems to be more susceptible to the influence of point source contamination.

5 – Concluding remarks

The results obtained point towards a characteristic behaviour of more hydrodynamic fluvial systems. The sediments transported in the drainage system are essentially detrital in origin, derived from soils and weathering products. It seems that little mineralogical evolution towards more developed weathering products occurs during transport along the drainage network. The soil particles seem to be a significant pathway of transport and entrance of nutrients in the fluvial network by runoff, especially in the Wet Period, when the sediments are frequently remobilised. The morphology of the streambed exerts

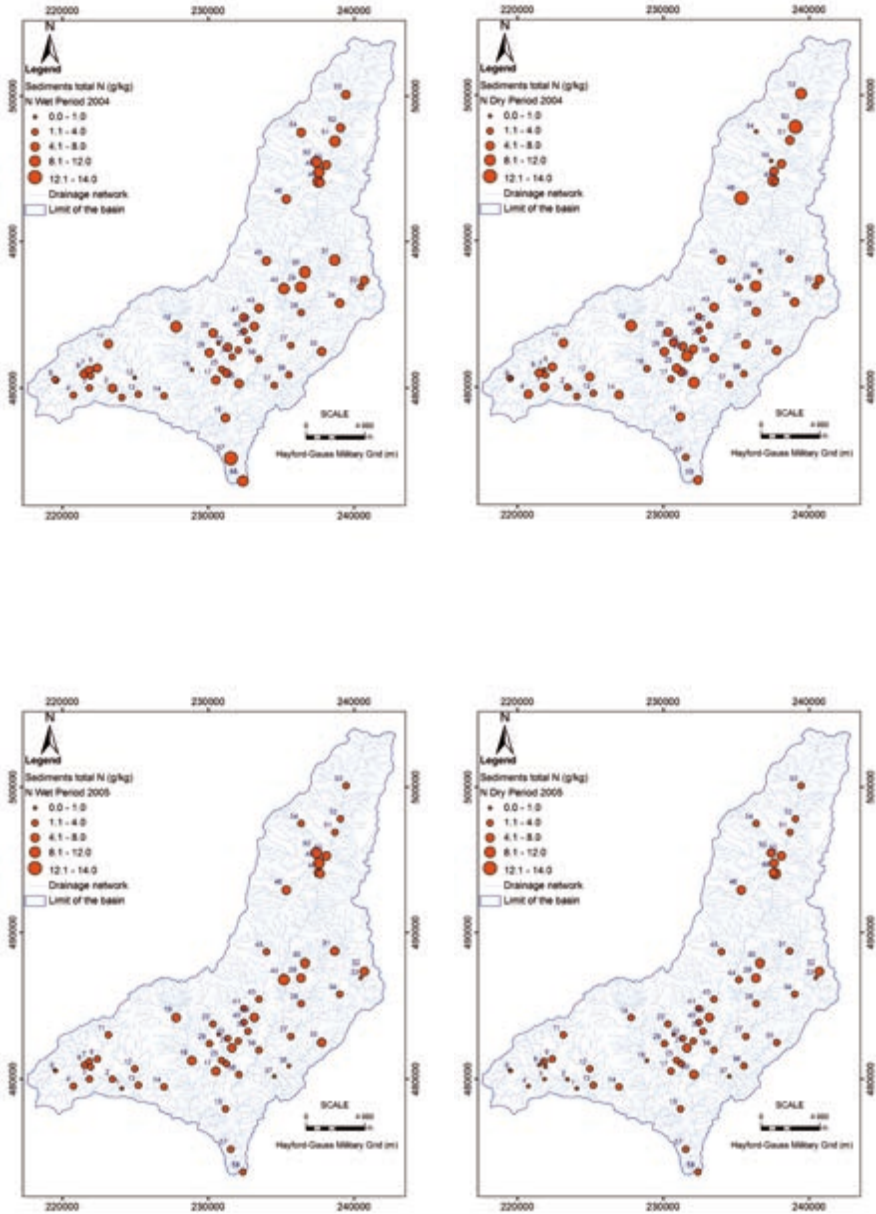


Fig. 4 – Distribution of the total N values (g/kg) of the River Corgo sediment's <63 μm fraction, for the years 2004 and 2005, at the end of the Wet Period (WP) and the Dry Period (DP).

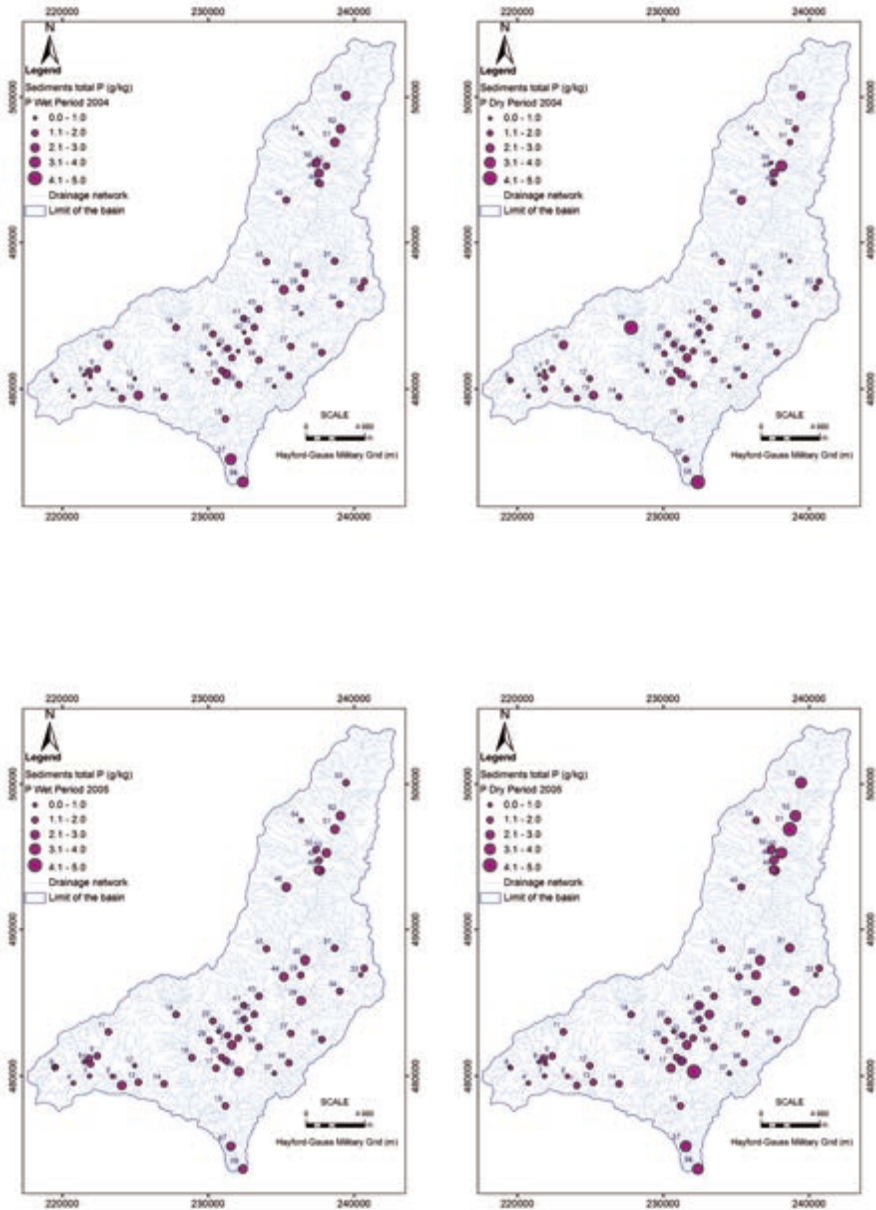


Fig. 5 – Distribution of the total P values (g/kg) of the River Corgo sediment's <63 μm fraction, for the years 2004 and 2005, at the end of the Wet Period (WP) and the Dry Period (DP).

a major influence on the distribution of the sediment-associated nutrients in the fluvial environment. The influence of the point pollution sources in the basin, are reflected by a local increase of nutrient contents, indicating that even in more energetic streams the sediments control, to a significant extent, the levels of nutrients in the fluvial water.

Acknowledgments – The first author is grateful to the Calouste Gulbenkian Foundation and Portuguese Foundation for Science and Technology for the scholarship grants in the University of Reading, UK. The authors are also grateful to Miss Anne Dudley, Mr. Martin Heaps, Mr. David Thornley and Mr. Mike Andrews for the analytical work assistance in the Soil Science Department of the University of Reading.

References

- BAPTISTA, J. (1998) – Estudo neotectónico da Zona de Falha Penacova-Régua-Verin. PhD Thesis (unpublished), University of Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 346 p.
- DAVIDE, V., PARDOS, M., DISERENS, J., UGAZIO, G., THOMAS, R., & DOMINIK, J., (2003) – Characterisation of bed sediments and suspension of the River Po (Italy) during normal and high flow conditions. *Water Research* 37, p. 2847-2864.
- FÖRSTNER, U. (2004) – Traceability of sediment analysis. *Trends in Analytical Chemistry*, 23, 3.
- GOMES, M E. P. (1989) – Geoquímica dos granitóides e seus minerais da região de Telões-Vilarinho da Samardá. MSc. Thesis (unpublished), University of Aveiro, Aveiro.
- GUTIÉRREZ CLAVEROL, M., LUQUE, C. & SUÁREZ, V. (1987) – El lineamento tectónico Nazare (W de Portugal) – Luarca (NW de España) y su implicación metalogenética (Macizo Hespérico). In: Bea, A. C. F., Gonzalo, J. C. & Rodrigues, J. M. L. (eds.). *Geología de los granitóides e rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro de Homenaje a L. C. Garcia Figueirola Madrid: Editorial Rueda, p. 447-455.
- HOUBA, V. J. G., VAN DER LEE, J. J. & NOVOZAMSKY, I. (1995) – Soil Analysis Procedures (Soil and Plant Analysis, part 5B). Wageningen Agricultural University.
- HUANG, B., ZHAO, Y., SHI, X., YU, D., ZHAO, Y., SUN, W., WANG, H. & ÖBORN, I., (2007) – Source identification and spatial variability of nitrogen, phosphorus, and selected heavy metals in surface water and sediment in the riverine systems of a peri-urban interface. *Journal of Environmental Science and Health, Part A* 42, 371-380.
- LOURENÇO, J. M. M. (1997) – Um estudo geológico da Bacia de Telões. MSc Thesis (unpublished), University of Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 122 p.
- MARTINS, H. C. B. (1998) – Geoquímica e petrogénese de granitóides biotíticos tarditectónicos e pós-tectónicos: implicações metalogénicas. MSc Thesis (unpublished), University of Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 288 p.
- MATOS, A. V. (1991) – A geologia da região de Vila Real. PhD Thesis (unpublished), University of Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 312 p.
- MEYBECK, M. (1982) – Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world rivers – *American J. Science*, 282, 401-450.
- NEIVA, A. M. R. & GOMES, M. E. P. (1991) – Geochemistry of the granitoid rocks and their minerals from Lixa do Alvão – Alfarela de Jales – Tourencinho (Vila Pouca de Aguiar, northern Portugal). *Chem. Geology*, 89, p. 305-327.

- NEIVA, A. M. R., & GOMES, M. E. P. (2001) – Diferentes tipos de granitos e seus processos petrogenéticos: Granitos Hercínicos Portugueses. *Memórias da Academia de Ciências de Lisboa*, XXXIX, p. 53-95
- OWENS, P. N. & WALLING, D. E. (2002) – The phosphorus content of fluvial sediment in rural and industrialized rivers basins. *Water Research*, 36, p. 685–701.
- PEREIRA, E. (1989) – Notícia Explicativa da folha 10-A Celorico de Basto. *Direcção Geral de Geologia e Minas*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- PEREIRA, E. G. C., (2000) – Carta Geológica de Portugal, Escala 1:200000 (Folha 2), Serviços Geológicos de Portugal.
- REIS, A. R., 2010 – Occurrence and mobilisation of non-organic micro-pollutants in mountainous riverine systems. PhD Thesis (unpublished), University of Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 453 pp.
- SOUSA, M. B. (1982) – Litoestratigrafia e Estrutura do “Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico” – Grupo do Douro (Nordeste de Portugal). PhD Thesis (unpublished), University of Coimbra, Coimbra.
- SYMADER, W., BIERL R., KURTENBACH, A. & KREIN, A. (2007) – Transport Indicators. In: Westrich, B. & Forstner, U. (eds.). *Sediment Dynamics and Pollutant Mobility in Rivers*. Springer, p. 269-304.
- VAROL, M. & SEN, B. (2012) – Assessment of nutrient and heavy metal contamination in surface water and sediments of the upper Tigris River, Turkey. *Catena*, 92, p. 1-10.
- WALLING, D.E., RUSSELL, M.A. & WEBB, B.W. (2001) – Controls on the nutrient content of suspended sediment transported by British rivers. *Sci. Tot. Environ*, 266, p. 113-123.

VULNERABILIDADE DO SISTEMA AQUÍFERO NA CAPTAÇÃO DA FADAGOSA DE NISA (ALENTEJO, PORTUGAL): APLICAÇÃO DO ÍNDICE DRASTIC

AQUIFER SYSTEM'S VULNERABILITY FOR FADAGOSA-NISA'S CATCHMENT (ALENTEJO, PORTUGAL) USING DRASTIC INDEX

M. F. A. Mota Pais¹, I. M. H. R. Antunes¹ & M. T. D. Albuquerque¹

Resumo – As termas da Fadagosa de Nisa, localizadas no nordeste Alentejano, possuem uma relevante importância na economia desta região. Estão inseridas numa região hidrogeológica de fraca aptidão aquífera, onde predominam granitos fraturados, com fendas preenchidas por material argiloso. A circulação da água é característica de meios fissurados, sendo abastecidas por um único furo, com uma produtividade de 2 l/s. Estão localizadas numa região em que predomina a agricultura, o que lhe confere uma vulnerabilidade para a contaminação. A avaliação da vulnerabilidade de águas subterrâneas é fundamental nos processos de tomada de decisão, visando o ordenamento do território e preservação dos recursos da região. O objetivo deste trabalho consiste na avaliação espacial da vulnerabilidade da água subterrânea na envolvente da captação da Fadagosa de Nisa. Para tal, foi utilizado o índice de vulnerabilidade Drastic, recorrendo-se ao *software* ArcGIS para o tratamento da informação e elaboração de cartografia de vulnerabilidade.

Os valores obtidos na aplicação do índice Drastic sugerem uma vulnerabilidade baixa a elevada ($V = 67-153$). Contudo, a maioria da área apresenta vulnerabilidade baixa ($V = 67-119$), enquanto as áreas de vulnerabilidade moderada ($V = 119-149$) correspondem a manchas de pequenas dimensões, dispersas pela zona de estudo. A zona envolvente da captação da Fadagosa de Nisa apresenta vulnerabilidade baixa, pois ocorre em formações graníticas com um denso sistema de falhas associado e a profundidade do nível freático (65 m), possivelmente dificultam a infiltração de potenciais elementos poluentes.

¹ Instituto Politécnico de Castelo Branco, Quinta da Senhora de Mércules, 6001-909 Castelo Branco, Portugal; imantunes@ipcb.pt

Palavras-chave – Sistema aquífero; Termas de Nisa; Vulnerabilidade; Índice Drastic; Cartografia de vulnerabilidade

400

***Abstract** – The thermal catchment of Fadagosa-Nisa is located at Alentejo and has a relevant importance in the economy of this region. Geologically it is predominantly composed of fractured granites, with fractures often filled with clay materials. The occurrence and movement of groundwater is mainly controlled by these fractures and other discontinuities. The study catchment is characterized by low immediate yields (2 l/s) and located in a region where agriculture is the main economic activity which represents a potential contamination risk. Groundwater vulnerability assessment is crucial in decision-making processes, aiming resource conservation planning. The core objective of this study is to assess the spatial vulnerability related to the groundwater catchment of Fadagosa-Nisa thermal area. The vulnerability was estimated using Drastic index and appropriate ArcGIS software's tools for information processing and preparation of vulnerability maps. The Drastic index indicates a low to high ($V = 67-153$) vulnerability. However, most of the area presents a low vulnerability ($V = 67-119$). Moderate vulnerability ($V = 119-149$) correspond to small areas dispersed across the study area. The Fadagosa-Nisa thermal area occurring in granitic formations with a dense system of faults, associated with the water deep (65 m), has a low vulnerability to the potential contaminants infiltration.*

***Keywords** – Aquifer system; Thermal Nisa area; Vulnerability; Drastic Index; Vulnerability mapping*

1 – Introdução

A importância das termas da Fadagosa de Nisa na vida e economia desta região remonta ao século XVIII, com as primeiras edificações datadas do ano de 1792 (FIGUEIREDO, 1956). Contudo, a atividade termal nem sempre esteve ativa ao longo dos anos, tendo registado períodos de desenvolvimento intenso, intercalados por outros de declínio, até situações de abandono. O primeiro contrato de exploração, entre a Direcção-Geral de Geologia e Minas e a Câmara Municipal de Nisa, para exploração da água mineral natural, foi celebrado no ano de 1992 (DIÁRIO DA REPÚBLICA, 1992a). Neste mesmo ano, a portaria nº 948/92 define os perímetros de protecção para esta captação (zona imediata, intermédia e alargada), com o objetivo de a proteger, permitindo uma exploração e aproveitamento adequados (DIÁRIO DA REPÚBLICA, 1992b). No ano 2000, foi criada a empresa municipal Ternisa-E.M., com o objetivo de dirigir a exploração das termas. Face à importância deste empreendimento para a economia local e regional, e considerando que a água é um recurso escasso, torna-se imprescindível a adoção de medidas de protecção e de ordenamento adequadas à realidade em estudo.

A vulnerabilidade de um sistema pode ser entendida como a maior ou menor capacidade de atenuação das camadas superficiais do aquífero face à passagem de poluentes, sendo uma propriedade intrínseca do sistema hidrogeológico (PARALTA *et al.*, 2005). A vulnerabilidade intrínseca de um aquífero representa a sua capacidade para receber e transmitir substâncias potencialmente contaminantes, no espaço e ao longo do tempo. Esta dependerá da capacidade de infiltração no meio, do tempo de deslocação da água

e/ou contaminante da zona não saturada até à saturada, da dinâmica do fluxo da água subterrânea e/ou contaminante e da concentração do contaminante, resultando a capacidade de atenuação do aquífero (CIVITA & MAIO, 2004). A vulnerabilidade específica, por sua vez, define a sensibilidade da água subterrânea a um contaminante, em função das suas propriedades e das características intrínsecas do sistema aquífero (WANG *et al.*, 2007). Neste caso, a avaliação deve ser feita tendo em atenção as características físicas e químicas do contaminante, tipo de fonte, quantidade e taxa de aplicação (CIVITA & MAIO, 2004).

O risco de poluição de um sistema aquífero depende da sua vulnerabilidade e da presença de contaminantes em quantidade significativa (RHAMAN, 2008). Deste modo, pode concluir-se que é possível a existência de aquíferos com uma vulnerabilidade elevada, mas um baixo risco de poluição, devido à ausência de cargas poluentes, ou à presença de um risco de poluição elevado, apesar da baixa vulnerabilidade (LOBO FERREIRA, 1998). Com a delimitação de níveis de vulnerabilidade nos sistemas aquíferos é possível identificar áreas de maior potencial de contaminação e a elaboração de mapas de vulnerabilidade (AL-ZABET, 2002). A avaliação da vulnerabilidade de águas subterrâneas é fundamental nos processos de tomada de decisão, visando o ordenamento do território e preservação dos recursos da região. O objetivo deste trabalho consiste na avaliação da vulnerabilidade da água subterrânea na envolvente da captação da Fadagosa de Nisa (furo ACP4), com recurso ao índice de vulnerabilidade Drastic, e sua posterior representação espacial, utilizando ferramentas adequadas de SIG (ArcGIS). Os mapas obtidos constituem uma cartografia da vulnerabilidade na região em estudo.

2 – Metodologia drastic

Na determinação da vulnerabilidade de um sistema aquífero foram desenvolvidas várias metodologias, passando pela construção de índices e aplicação de métodos estatísticos, para a caracterização de grandes áreas de estudo, e ainda metodologias baseadas na simulação de modelos, para aplicação em áreas mais pequenas (WANG *et al.*, 2007). Apesar das várias metodologias existentes, não existe forma satisfatória de representar a vulnerabilidade dos aquíferos, face à dificuldade em integrar todos os parâmetros que influenciam o comportamento dos contaminantes (PARALTA *et al.*, 2005). A construção de índices de síntese, por sua vez, permite considerar conjuntamente a influência de vários fatores que interferem na avaliação da vulnerabilidade do aquífero, constituindo o índice “DRASTIC” uma das metodologias mais utilizadas nesta avaliação (SAMAKE *et al.*, 2011). Este método é de relativa facilidade de aplicação, face à quantidade de informação disponível e possibilidade de aplicação em áreas com diferentes características, com a obtenção de resultados interpretáveis em concordância com um modelo internacionalmente reconhecido (LIGGETT & ALLEN, 2010).

O índice de vulnerabilidade DRASTIC consiste no somatório da média ponderada de 7 parâmetros (ou indicadores hidrogeológicos) de uma determinada área: profundidade da zona não saturada (D); recarga do aquífero (R); material do aquífero (A); tipo de solo (S); topografia (T); influência da zona vadosa (I) e condutividade hidráulica (C) (ALLER *et al.*, 1987). Cada um destes parâmetros é subdividido em classes representativas, ao qual é atribuído um índice (i), que pode variar entre 1 e 10, de modo a obter-se

uma correspondência com as características hidrogeológicas locais (valores mais elevados representam uma maior vulnerabilidade). Posteriormente, esses valores são multiplicados pela proporção (p) relativa de cada parâmetro (i) (valor pré-determinado que representa a sua importância relativa na determinação da vulnerabilidade, e que varia entre 1 e 5), e, por fim, obtém-se o valor de vulnerabilidade através do somatório dos diversos produtos obtidos: $V = Di \times Dp + Ri \times Rp + Ai \times Ap + Si \times Sp + Ti \times Tp + Li \times Lp + Ci \times Cp$. O índice de vulnerabilidade pode variar entre um valor mínimo de 23 (pouco vulnerável) e um valor máximo de 230 (muito vulnerável) (ALLER *et al.*, 1987; LIGGETT & ALLEN, 2010).

3 – Localização e caracterização da área de estudo

As termas da Fadagosa de Nisa, com uma área de concessão com 74,88 Ha, localizam-se no concelho de Nisa, inserido na região do Alto Alentejo, distrito de Portalegre, a cerca de 8,8 km a SSW da vila de Nisa e a 1,1 km do marco geodésico da Lage da Prata (CMN, 2010).

O concelho de Nisa insere-se no Maciço Hespérico, mais precisamente na Zona Centro Ibérica, sendo dominado pelo Maciço Nisa-Albuquerque, que intruiu e metamorfozou os xistos do grupo das Beiras e os sedimentos do Paleozóico (LNEG, 2010). Associado aos eventos tectónicos locais, no decurso da fase tardia da orogenia Varisca, surgiu um conjunto de falhas que afetaram as rochas pré-existentes, com direção de compressão máxima N-S, e um sistema de falhas conjugado, NNE-SSW, de movimentação esquerda, e direção NNW-SSE, com movimentação direita (LNEG, 2010). De referir, ainda, a ocorrência de movimentos alpinos, que provocaram o rejeito de falhas e fraturas originadas na orogenia Varisca, facilitando o preenchimento silicioso da maioria delas (CMN, 2010). Atravessando os granitos e as rochas metamórficas, ocorrem estruturas filoneanas de quartzo, aplito-pegmatitos e microgranitos, orientados N-S. A fraturação intensa a que o quartzo foi sujeito promoveu o preenchimento das suas fendas com quartzo secundário, acompanhado por mineralizações uraníferas (CATRAPONA *et al.*, 2009).

Na zona de emergência da água da Fadagosa de Nisa ocorrem extensos afloramentos graníticos, com disjunção esferoidal, sugerindo algum grau de alteração. O sistema de falhas e diaclases apresentam uma direção predominante NE-SW a N50°E, subverticais, intersetado por uma falha de sentido N-S, ao longo da qual se instalou um pequeno curso de água, encontrando-se a nascente na interseção destas duas falhas (MOREIRA, 1985).

A nível geomorfológico, está inserida na plataforma do Alto Alentejo ou peneplância do Alto Alentejo, a uma altitude entre 300-320 m, estando as termas de Nisa, numa área aplanada (240 a 310 m), e a captação localizada a cerca de 280m de altitude. O declive apresenta valores inferiores a 9% (MOTA PAIS, 2011), sendo possível verificar a existência de uma suave inclinação para este, em direção à falha do Ponsul (LNEG, 2010).

A área de estudo está inserida na bacia hidrográfica do rio Tejo, onde ocorrem 5 sub-bacias hidrográficas, das quais quatro drenam na direção SE-NW para afluentes do rio Tejo e uma drena na direção NE-SW, para a ribeira do Sôr, afluente do rio Sorraia (MOTA PAIS, 2011). De um modo geral, o regime de escoamento é temporário, localmente com comportamento torrencial, excetuando-se os rios Tejo e Sever, que apresentam um regime permanente (CMN, 2010). As características hidrogeológicas dependem das

litologias presentes, de natureza granítica na parte sul e metassedimentar na parte norte, com solos pouco desenvolvidos, que derivam das rochas xistentas e apresentam uma constituição argilosa (CATRAPONA *et al.*, 2009). No concelho de Nisa, é possível obter uma produtividade hidrológica entre os 0,5 l/s e 1,0 l/s na zona de granito, e de 1.0 l/s e 1.5 l/s na zona de xisto. A menor produtividade hidrogeológica do granito relaciona-se com um processo de diaclasamento e fraturação menos intenso e com o preenchimento das fendas por argila, dificultando a circulação subterrânea (CMN, 2010). Estas características permitem que se divida o concelho em duas grandes formações com fraca aptidão aquífera: 1. o setor aquífero pouco produtivo Amieira – Montalvão, constituído por rochas metamórficas, conjuntamente com uma crista quartzítica (Serra de S. Miguel) e uma faixa de corneana; 2. o setor aquífero das rochas ígneas (ou granitos) de Nisa, Portalegre e Santa Eulália, onde se insere a área de estudo, cujas falhas e fraturas promovem um escoamento subterrâneo, característico de meios fissurados (CMN, 2010). A recarga do aquífero é feita por infiltração direta da precipitação e por influência dos cursos de água superficiais, estimando-se que a taxa média de recarga na zona se situe em cerca de 106,0 mm/ano (CMN, 2010).

Nas zonas graníticas não é muito abundante a ocorrência de nascentes e, no caso da Fadagosa de Nisa, existe uma única nascente com um baixo caudal, sugerindo uma fraca meteorização da rocha granítica. Com a perfuração em profundidade, na zona das termas, a 65m de profundidade (furo ACP4), foi possível obter um caudal 40 vezes superior ao caudal da nascente, com uma produtividade de 2 l/s, mantendo uma boa estabilidade composicional da água ao longo do ano (CALADO, 2001). As águas da nascente da Fadagosa de Nisa estão condicionadas pela ascensão ao longo de interseção das falhas que originam esta emergência, estando expressa através de numerosas fraturas e de uma ampla caixa de falha.

No Concelho de Nisa, é possível identificar duas unidades pedológicas principais: os litossolos, no norte do concelho, correspondendo a solos incipientes, de espessura reduzida, associados a formações xisto-grauváquicas, e os solos litólicos não húmicos, a sul, onde ocorre a área de estudo, sendo pouco evoluídos e delgados, de relevo aplanado, em formações graníticas. Pode referir-se que predominam solos com capacidade de uso muito baixa e baixa, associada a elevado risco de erosão, limitando o solo para atividades agrícolas e destinando-os preferencialmente para aproveitamentos florestais ou pastagens naturais (CMN, 2010). Na área das Termas da Fadagosa de Nisa e respetivas zonas de proteção, predominam as áreas agrícolas heterogéneas (MOTA PAIS, 2011).

4 – Avaliação da vulnerabilidade na região da captação da Fadagosa de Nisa

A vulnerabilidade do sistema aquífero da captação das termas da Fadagosa de Nisa foi avaliada através do cálculo do índice de vulnerabilidade DRASTIC, desenvolvido por ALLER *et al.* (1987). Para o cálculo do índice DRASTIC foram quantificados os respetivos parâmetros e correspondentes ponderações em 198 poços georreferenciados, e interpolados, para a área em estudo, recorrendo ao algoritmo **Inverse Distance Weighted (IDW)**. Recorreu-se ao *software* ArcMAP 9.3.1 da ESRI, tendo por base o sistema de coordenadas “Datum 73; Hayford Gauss; IPCC”, para o processamento dos atributos e cartografia de vulnerabilidades.

4.1 – Determinação dos parâmetros do Índice DRASTIC

404

A captação das termas da Fadagosa de Nisa está localizada na zona correspondente ao setor pouco produtivo dos granitos de Nisa (Fig. 1). A superfície interpolada, obtida para a profundidade da zona saturada (D), indica valores médios de profundidade superiores a 30,45m, correspondendo ao índice 1 (menos vulnerável) (Fig. 2). A recarga média (R) para a zona de granito de Nisa é de 106 mm/ano (CMN, 2010), sendo-lhe atribuído um valor igual a 6 (MOTA PAIS, 2011).



Fig. 1 – Localização da captação das Termas da Fadagosa de Nisa e delimitação da área de estudo para aplicação vulnerabilidade "DRASTIC".

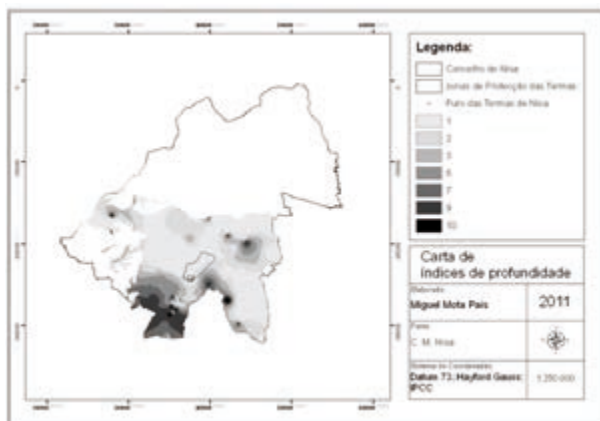


Fig. 2 – Carta interpolada para o atributo profundidade (D).

Na área de estudo predominam as rochas graníticas, para as quais pode ser atribuído uniformemente em profundidade o valor 4 (A). Relativamente ao tipo de solo que ocorre na

área de estudo, foram atribuídos valores de acordo com a escala do índice DRASTIC, predominando os solos litólicos, aos quais é atribuído um valor 9 (S) (Fig. 3). Nos locais em que se verifica a existência de vários tipos de solos, foi selecionado o que representa uma maior percentagem de ocupação (MOTA PAIS, 2011). Para atribuição dos valores relativos à topografia (T), e tendo em consideração que a área em estudo é essencialmente plana, os valores considerados são aproximados, oscilando essencialmente em torno de 5, 9 e 10, correspondendo a declives mais suaves. Apenas na zona oeste da área de estudo ocorrem declives mais acentuados, localizados próximo do rio Tejo (Fig. 4). Para a influência da zona vadosa (I), consideram-se os dados relativos ao material do aquífero, pelo que, devido às características litológicas desta região, os resultados são semelhantes sendo assumida uma condutividade hidráulica média, para as formações graníticas, de $3,2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$, e para as formações metamórficas, de $1,6 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ (MENDES, 2006). Estes valores, sendo inferiores a 5 metros por dia, correspondem, para as duas situações, ao valor 1 para o atributo (C) (Figura 5).

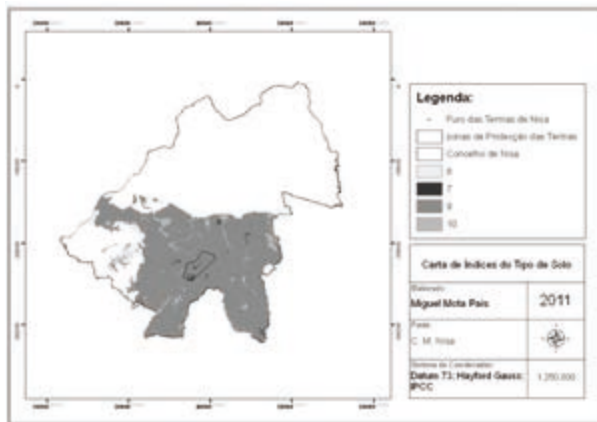


Fig. 3 – Carta de índices do tipo de solo (S).

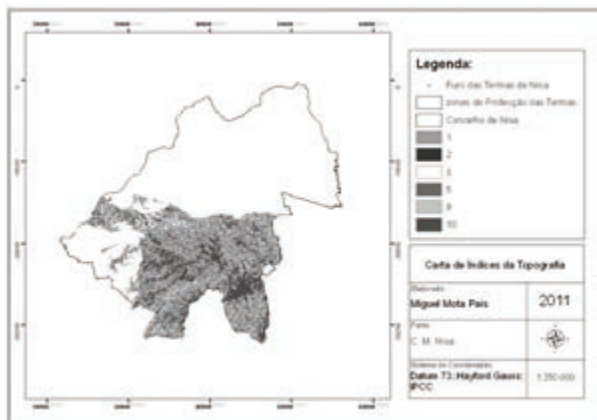


Fig. 4 – Carta de índices da topografia (T).

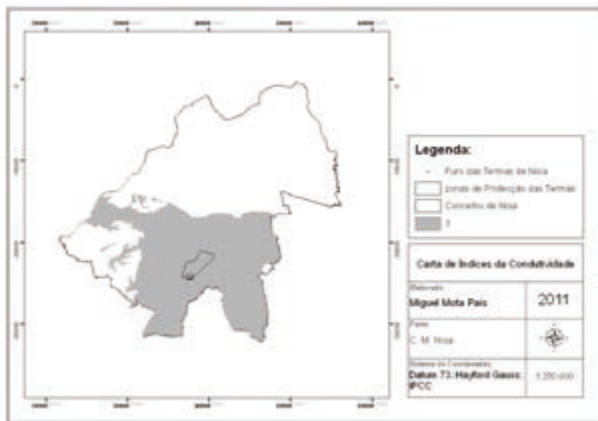


Fig. 5 – Carta de índices da condutividade Hidráulica (C).

4.2 – Mapa de vulnerabilidade

Como resultado do somatório ponderado, de acordo com a metodologia DRASTIC, dos diversos mapas, relativos a cada um dos atributos, obteve-se a cartografia da vulnerabilidade intrínseca na área de estudo (Figura 6). Apesar de os valores de vulnerabilidade (V) variarem entre 67 e 153, a maioria da área de estudo apresenta baixa vulnerabilidade, com valores entre 67 e 119 (Figura 6). Nas áreas com vulnerabilidade moderada, verifica-se a existência de manchas de pequenas dimensões dispersas, com uma de maiores dimensões a SW da captação da Fadagosa de Nisa, apresentando valores entre 119 e 149, estando geralmente associada à existência de captações de água (Figura 6).

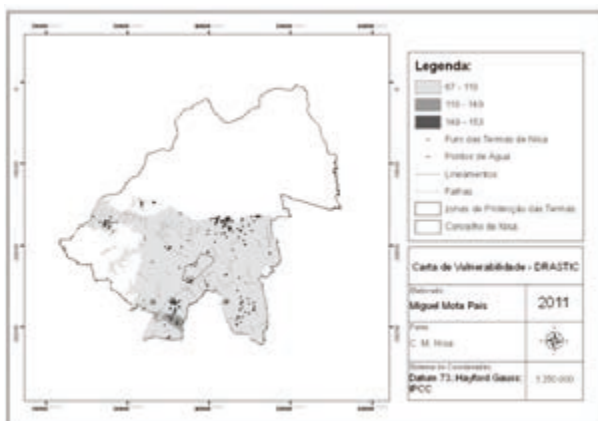


Fig. 6 – Carta de vulnerabilidade DRASTIC.

Relativamente à captação das termas da Fadagosa de Nisa e respetivas zonas de proteção (imediate, intermédia e alargada), situam-se numa classe de vulnerabilidade baixa

(Fig. 6). A localização do furo da captação numa falha e a superfície piezométrica a 65m representam, seguramente, uma forte influência nos resultados obtidos. Os restantes atributos, apesar das suas características individuais, em conjunto apresentam um contributo reduzido na quantificação da vulnerabilidade.

5 – Conclusão

A determinação do índice de vulnerabilidade intrínseca das águas subterrâneas na envolvente da captação da Fadagosa de Nisa, através do cálculo do índice DRASTIC, permite concluir que:

- na zona envolvente desta captação, a vulnerabilidade é baixa apesar de existirem zonas com vulnerabilidade alta e moderada, face a um conjunto de características relacionadas com a geologia da região e profundidade do nível freático, que podem dificultar a infiltração de possíveis elementos poluentes;
- apesar de uma possível contaminação na área não ser expectável, é importante referir que, em relação a outras zonas, com uma vulnerabilidade intrínseca superior, há que considerar sempre um risco associado superior.

A avaliação da vulnerabilidade de águas subterrâneas é fundamental nos processos de tomada de decisão, visando o ordenamento do território e preservação dos recursos da região; pelo que se torna imperativa a tomada de medidas preventivas e de monitorização ao longo do tempo.

Referências Bibliográficas

- AL-ZABET, T. (2002) – Evaluation of aquifer vulnerability to contamination potential using the DRASTIC method. *Env. Geol.*, 43, p. 203-208.
- ALLER, L., BENNETT, T., LEHR, J. H., PETTY, R. H. & HACKETT, G. (1987) – DRASTIC: a standardised system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. USEPA Report 600/2- 87/035, Robert S. Kerr; Environmental Research Laboratory; Ada, Oklahoma.
- CALADO, C. M. A. (2001) – A ocorrência de água sulfúrea alcalina no Maciço Hespérico: quadro hidrogeológico e quimiogénese. Dissertação para obtenção do grau de Doutor em Geologia, Especialidade de Hidrologia (Não publicado). Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- CMN – CÂMARA MUNICIPAL de NISA (2010) – Revisão do Plano Director Municipal – Caracterização do território Municipal, p. 54 – 68.
- CATRAPONA, A., LOURENÇO, C., MIDÕES, C., OLIVEIRA, D., CARVALHO, J. & FALÉ, P. (2009) – Contributo para a Revisão do PDM de Nisa – Geologia e Recursos Geológicos.
- CIVITA, M. & MAIO, M. D. (2004) – Assessing and mapping groundwater vulnerability to contamination: Italian “Combined” Approach. *Geofísica internacional*, 43, p. 513-532.
- DIÁRIO DA REPÚBLICA (1992a) – D.R. III Série, nº17 de 21-01-92. Extracto do contracto de concessão das Termas da Fadagosa de Nisa. Imprensa Nacional da Casa da Moeda.
- DIÁRIO DA REPÚBLICA (1992b) – Portaria 948/92 de 29-09-1992. Define os perímetros de segurança para a captação das Termas da Fadagosa de Nisa. Imprensa Nacional da Casa da Moeda.

- FIGUEIREDO, J. F. (1956) – Monografia de Nisa. Imprensa Nacional Casa da Moeda; Câmara Municipal de Nisa.
- LNEG – LABORATÓRIO NACIONAL DE ENERGIA E GEOLOGIA (2010) – Recursos Geológicos e Hidrológicos do município de Nisa – relatório técnico. Acordo de Cooperação entre a Câmara Municipal de Nisa e Laboratório Nacional de Energia e Geologia. Relatório Final da Fase B.
- LIGGETT, J. E. & ALLEN, D. M. (2010) – Evaluating the sensitivity of DRASTIC using the different data sources; interpretations and mapping approaches. *Environ Earth sci*, doi: 10.1007/s 12665-010-0642-z.
- LOBO-FERREIRA, J. P. C. (1998) – Vulnerabilidade à poluição de águas subterrâneas: fundamentos e conceitos para uma melhor gestão e protecção dos aquíferos de Portugal. 4º Congresso da Água, Lisboa.
- MENDES, E. (2006) – Perímetros de protecção de captações de água subterrânea para consumo humano em zonas de montanha: Caso de estudo da cidade da Covilhã. Dissertação apresentada para a obtenção do grau de Mestre em Geotecnia Ambiental (Não publicado). Universidade da Beira Interior.
- MOREIRA, J. D. D. (1985) – Relatório dos testes de prospecção geoelectrica efectuados na área da nascente minero-medicinal da Fadagosa de Nisa. Direcção Geral de Geologia e Minas.
- MOTA PAIS, M. F. A. (2011) – Avaliação da vulnerabilidade do sistema aquífero da captação da Fadagosa de Nisa (Concelho de Nisa). Dissertação apresentada para obtenção do grau de Mestre em Monitorização de Riscos e Impactes Ambientais (Não publicado). Instituto Politécnico de Castelo Branco.
- PARALTA, E. A., FRANCES, A. P. & RIBEIRO, L. F. (2005) – Avaliação da vulnerabilidade do sistema aquífero dos Grabos de Beja e análise crítica das redes de monitorização no contexto da directiva da água. VII Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Palop's (silusba). Évora.
- RAHMAN, A. (2008) – A GIS based DRASTIC model for assessing groundwater vulnerability in shallow aquifer in Aligarh, India. *Appl. Geog.*, 28, p. 32-53.
- SAMAKE, M., TANG, Z., HLAING, W., NDOH, M. I., KASEREKA, K. & BALOGUN, W. O. (2011) – Groundwater Vulnerability Assessment in Shallow Aquifer in Linfen Basin, Shanxi Province, China Using DRASTIC Model. *Journal of Sustainable Development*, 4, No. 1.
- WANG, Y., MERKEL, B. J., LI, Y., YE, H., FU, S. & IHM, D. (2007) – Vulnerability of groundwater in Quaternary aquifers to organic contaminants: a case study in Wuhan City, China. *Env. Geol.* 53, p. 479-484.

ÁGUAS MINERAIS DE TRÁS-OS-MONTES
E ALTO DOURO (NE DE PORTUGAL):
SISTEMATIZAÇÃO E APROVEITAMENTOS

MINERAL WATERS OF THE TRÁS-OS-MONTES
E ALTO DOURO REGION (NE OF PORTUGAL):
SYSTEMATIZATION AND EXPLOITATION

A. Sousa Oliveira¹, S. M. S. Almeida²,
A. R. Reis¹, A. M. P. Alencão¹,
L. M. O. Sousa³ & J. M. M. Lourenço³

Resumo – Na região de Trás-os-Montes e Alto Douro (NE de Portugal continental) existe um vasto leque de ocorrências hidrominerais com tipologia hidroquímica diversificada, cuja origem e localização são condicionadas principalmente por fatores geológicos/geomorfológicos. A variedade de aproveitamentos atualmente existente e a disponibilidade deste recurso hidromineral, quer em diversidade, quer em quantidade, aponta para um recurso geológico que, explorado de uma forma sustentada nas suas múltiplas valências, poderá contribuir e estimular o desenvolvimento sócio-económico da região.

Palavras-chave – Águas minerais; Recursos hidrominerais; Geotermia; Termalismo; Aproveitamentos

Abstract – In Trás-os-Montes e Alto Douro region (NE of Portugal) there are several mineral water springs of diverse hydrochemical types whose origin and location are mainly

¹ Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, ECVA, Dep. de Geologia, Ap. 1013, 5001-801 Vila Real, Portugal; Centro de Geofísica da Universidade de Coimbra, Av. Dr. Dias da Silva, 3000-134 Coimbra, Portugal; soliveir@utad.pt; anarreis@utad.pt; alencoa@utad.pt

² Doutoranda na FEUP. Un. do Porto, Rua Dr. Roberto Frias, s/n 4200-465 Porto, Portugal; sms.almeida@netcabo.pt

³ Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, ECVA, Dep. de Geologia, Ap. 1013, 5001-801 Vila Real, Portugal; Centro Geociências da Un. Coimbra, Lgº M. Pombal 3000-272 Coimbra, Portugal; lsousa@utad.pt; martinho@utad.pt

conditioned by geological/geomorphological factors. The variety of current utilizations and availability of this hydromineral resource, either in diversity or in quantity, shows that this geological resource exploited in a sustainable way in its multiple valences can contribute and stimulate the socio-economic development of the region.

Keywords – Mineral waters; Hydromineral resources; Geothermal resources; Spa; Uses

1 – Introdução

Desde os tempos mais remotos, o Homem tem utilizado as águas nas mais diversas funções. Perde-se no tempo o culto das águas, em particular o das águas minerais, às quais se têm associado propriedades milagrosas na prevenção e cura de enfermidades. Atualmente, a razão de ser destas propriedades milagrosas é justificada cientificamente pelas características físico-químicas destas águas, cujos estudos médico-hidrológicos e práticas termais têm demonstrado a existência de efeitos terapêuticos ao nível de várias afeções.

A utilização mais comum tem sido feita ao nível do termalismo terapêutico, contudo, atualmente, têm-se vindo a oferecer e a procurar implementar programas de termalismo de bem-estar, domínio importante com procura em crescendo. Dependendo ainda das suas características, o aproveitamento tem-se ainda dirigido para o engarrafamento e na produção de calor para aquecimento de espaços edificados, de águas sanitárias e de estufas, entre outros.

O valor patrimonial, por vezes elevado, associado às ocorrências, não só relativo aos valores naturais mas também à carga histórica das edificações associadas a algumas emergências, é ainda elemento suscetível de ser integrado como oferta turística singular.

A diversidade de tipologias e de ocorrências de águas minerais no território transmontano-duriense (NE de Portugal continental) colocam-no numa situação de riqueza hidromineral impar a nível nacional pelo que, neste documento, se pretende divulgar, de um modo simples e sintético, aspetos deste recurso geológico cujo aproveitamento adequado poderá contribuir para o desenvolvimento económico-social deste território.

2 – As águas minerais e a geologia

As águas minerais são um recurso natural que, segundo a legislação portuguesa, Decreto-Lei 90/90 de 16 de Março, se enquadram no domínio dos recursos geológicos e, dentro deste, no domínio dos recursos hidrominerais. Uma água é designada mineral natural se for “bacteriologicamente própria, de circulação profunda, com particularidades físico-químicas estáveis na origem dentro da gama de flutuações naturais, de que resultam propriedades terapêuticas ou simplesmente efeitos favoráveis à saúde” (nº 2, art. 3º, Decreto-Lei 90/90 de 16 de Março).

As águas minerais, sendo de circulação subterrânea, estão em contacto por um período de tempo com as rochas por onde passam. No caso concreto, as águas minerais de Trás-os-Montes e Alto Douro são principalmente de origem meteórica, isto é, resultam da água da chuva que se infiltrou profundamente (MARQUES, 1999; SOUSA

OLIVEIRA, 2001; ANDRADE, 2002). No percurso no subsolo, desde o local onde se inicia a infiltração até ao local da emergência, a água efetuou um circuito, com uma determinada profundidade, que pode atingir vários milhares de metros, e foi reagindo com as rochas encaixantes a uma determinada temperatura, que na situação em causa resulta principalmente da difusão térmica a partir do manto (MARQUES, 1999; SOUSA OLIVEIRA, 2001).

As características físico-químicas dessa água, como o pH, a temperatura, a mineralização total e a natureza dos componentes iónicos, entre outros, dependem do contexto litoestrutural e tectónico enquadrante do circuito hidromineral, da profundidade atingida, do tempo de residência, da velocidade de fluxo e da estabilidade das suas características até à emergência, da comunidade microbiológica associada, etc.

Ao reagir com as rochas, a água adquire componentes inerentes às suas composições mineralógicas, pelo que de rochas diferentes resultam águas com características diferentes. Segundo SOUSA OLIVEIRA (2001), a principal reação química envolvida no fenómeno de interação água-rocha é a hidrólise dos minerais silicatados, presentes nas rochas ígneas e metamórficas da região, que é facilitada pela presença de ácido carbónico (H_2CO_3), que resulta da reação $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$. Este CO_2 pode ter várias origens: atmosférica, do solo/subsolo ou do manto, entre outras. A expressão geral que traduz a hidrólise dos aluminossilicatos primários (BRICKER *et al.*, 1968) pode escrever-se como $\text{alumin.}^{\text{ios}} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{sólidos ricos em Al} + \text{catiões livres} + \text{HCO}_3^- + \text{H}_4\text{SiO}_4$. Resulta, assim, a formação de minerais secundários (por exemplo, minerais de argila e óxidos de ferro) e a libertação para a solução do anião HCO_3^- , de catiões (Na^+ , Ca^{2+} , etc., dependendo da composição do aluminossilicato primário) e de sílica (H_4SiO_4). As reações de dissolução de alguns dos minerais silicatados mais comuns das rochas ígneas e metamórficas podem, deste modo, explicar a composição química das águas associadas, especialmente no que respeita à composição em elementos maiores.

O tempo que a água interage com a rocha também é fundamental para a mineralização. Esta, normalmente está na razão direta com esse tempo de interação, que pode ser da ordem dos milhares de anos, pelo que águas atualmente em exploração podem ter-se infiltrado nos princípios do Holocénico, neste caso pode ir até há mais ou menos 10.000 anos (SOUSA OLIVEIRA, 2001).

A temperatura é também um fator favorável no processo de interação água-rocha, sendo que maiores temperaturas ocasionam normalmente águas mais mineralizadas. A temperatura de emergência é inferior, na maioria dos casos bastante inferior, à temperatura máxima atingida no reservatório; esta vai decaindo ao longo do circuito hidráulico ascendente. A título de exemplo, MARQUES (1999) aponta temperaturas de reservatório da ordem de 100 °C a 120 °C para as águas gasocarbónicas da região situada entre Vila Pouca de Aguiar e Vilarelho da Raia, com temperaturas de emergência da ordem dos 16 °C para as águas não termais e da ordem dos 73 °C para as águas termais.

A comunidade microbiológica, que faz parte integrante da composição das águas minerais, poderá também contribuir especificamente para a diversidade e especialização da riqueza hidromineral.

Assim, constata-se que a natureza das águas minerais é tão diversa quanto a diversidade de parâmetros intervenientes no circuito hidromineral, e é esta diversidade que determina a riqueza do património hidromineral de Trás-os-Montes e Alto Douro.

3 – Ocorrências e tipologias hidroquímicas e a geologia da região

412

Na área geográfica enquadrada na região de Trás-os-Montes e Alto Douro registam-se inúmeras ocorrências de águas minerais de natureza diversificada, que se podem integrar em 22 pólos hidrominerais principais (Fig. 1, Tabela 1).

O fator geologia é o principal responsável na determinação daquela diversificação, pelo que Trás-os-Montes e Alto Douro é das regiões do país onde esta diversidade é mais significativa.

Os diferentes litótipos enquadram-se temporalmente desde o Pré-Câmbrico até à atualidade, e distribuem-se num espectro litológico muito variado, que integra rochas granitóides, metassedimentares, vulcanossedimentares, bem como rochas exóticas (básicas e ultrabásicas), associadas a complexos ofiolíticos, e também rochas sedimentares recentes.

As grandes estruturas tectónicas, nomeadamente as zonas de falha, de que se destacam as zonas de falha de Vila Real-Verín e de Bragança-Unhais da Serra, bem como as grandes estruturas de carreamento, são determinantes no enquadramento físico dos sistemas hidrominerais de Trás-os-Montes e Alto Douro (Fig. 1).

Nesta região, a localização dos diferentes pólos hidrominerais e das suas emergências, resulta da conjugação de fatores geomorfológicos, litológicos, estruturais e geotectónicos, de que se destacam as zonas geomorfológicamente depressionadas, os vales de fraturas extensas, o contacto entre rochas granitóides e metassedimentares, os domínios intra ou peribatolíticos, os domínios intrametassedimentares, mas onde a tipologia das águas minerais está geneticamente associada a ambientes granitóides ocorrentes em profundidade, e as áreas com litótipos de natureza básica e/ou ultrabásica.

Decorrente do que anteriormente se referiu, é natural que existam águas minerais de tipologia muito diversificada. Assim, considerando diferentes aspetos de natureza físico-química, as águas minerais de Trás-os-Montes e Alto Douro podem integrar-se em 5 famílias hidroquímicas principais (Fig. 1; Tabela 1), sendo que dentro de cada família cada emergência pode apresentar água com características muito particulares (PORTUGAL FERREIRA & SOUSA OLIVEIRA, 2000; SOUSA OLIVEIRA, 2001) que resultam naturalmente da multiplicidade de variáveis intervenientes no processo de mineralização:

- a) **família 1** (★) bicarbonatada, sódica, maioritariamente gasocarbónica, fluoretada, frequentemente ferruginosa e normalmente ácida;
- b) **família 2** (◇) bicarbonatada, sódica, sulfúrea, fluoretada, por vezes cloretada e alcalina;
- c) **família 3** (⊙) bicarbonatada/carbonatada, sódica, sulfúrea, silicatada e hiperalcalina;
- d) **família 4** (∇) bicarbonatada, sódica, sulfúrea, hipossilicatada e alcalina;
- e) **família 5** (▲) bicarbonatada, sódica, sulfatada, sulfúrea, hipossalina e alcalina.

Em termos aniónicos, a componente bicarbonatada é dominante, estando presente em todas as famílias; contudo, na família 3, é partilhada com a componente carbonatada. Nesta última família, as águas são simultaneamente hiperalcalinas, e enquadram-se em ambientes litológicos de natureza básica e/ou ultrabásica ocorrentes nas regiões de Bragança, Morais e Macedo de Cavaleiros.



Legenda:

A – Tipologias hidroquímicas / ocorrências:

Família 1 (★): 1-Pedras Salgadas/Romanas/Sabroso, 2-Vidago/Salus/Campilho/Salgadela, 3-Chaves, 4-Vilarelho da Raia, 5-Sandim/Segirei, 6-Bem-Saúde, 7-Carvalhelhos, 8-Ribeirinha;

Família 2 (◇): 9-Moledo, 10-Carlão, 11-São Lourenço, 12-Seixo de Ansiães, 13-Moimenta, 14-Angueira, 15-Terronha;

Família 3 (◎): 16-Castro de Avelãs, 17-Salselas, 18-Escarledo, 19-Abelheira;

Família 4 (▽): 20-S.^{ta} Cruz, 21-Alfaião;

Família 5 (▲): 22-Lagoaça.

B – Geologia:

Rochas granitóides (a); Rochas metassedimentares (b); Rochas do complexo ofiolítico (básicas e ultrabásicas) (c); Rochas sedimentares (d).

Fratura geológica —————; Carreamento ▲▲▲▲▲

Fig. 1 – Pólos hidrominerais da região de Trás-os-Montes e Alto Douro. (Adaptado de SOUSA OLIVEIRA, 2001); Base geológica: Carta Geológica de Portugal (1992); Escala original 1:500 000.

Tabela 1 – Pólos hidrominerais da região de Trás-os-Montes e Alto Douro – Enquadramento litológico, características gerais e aproveitamentos (ver legenda da Fig.1).

Pólo hidromineral		Parâmetros físico-químicos ⁽¹⁾ (valores médios)		Tipologia hidroquímica		Terapias reconhecidas por estudo		Aproveitamentos atuais			
								Termalismo	Engarraf.	Geoterma	
Ref.	Designação	Res. seco (mg/l)	pH	Temp. (°C)	Família	Designação geral	médico-hidrológico – “a negrito”;	Terapêutico	Bem-Estar		
1	Pedras Salgadas Romanas Sabroso	1986,2	6,2	14,1		Bicarbonatada, sódica, gasocarbónica, fluoretada, ferruginosa, ácida.	2, 3, 4, 6	X ^(a)	X ^(a)	X ^(a)	-
2	Vidago Salus Campilho Salgadela	3025,2	6,3	16,3		Bicarbonatada, sódica, gasocarbónica, fluoretada, ferruginosa, ácida.	2, 5, 6, 7	X ^(b)	X ^(b)	X ^(c)	-
3	Chaves	2009,0	6,9	73	1 (★)	Bicarbonatada, sódica, gasocarbónica, fluoretada, ácida.	1, 2, 3, 6	X	X	-	X
4	Vilarelho da Raia	1775,6	6,7	15,6		Bicarbonatada, sódica, gasocarbónica, fluoretada, ácida.	(2, 3, 5)	-	-	-	-
5	Sandim Segreí	1127,7	6,1	15,0		Bicarbonatada, sódica, gasocarbónica, fluoretada, ferruginosa, ácida.	(2, 5)	-	-	-	-

6	Bem-Saúde	Domínios parautoctone e autóctone/sub-autóctone e rochas granitóides. Granitos de duas micas tardi a pós-F ₃ ; Formação pelítico-grauvaíca. Formação do Quartzito Armoricano e Formação da Desejosa (Grupo do Douro).	1966,6	6,3	18,1		Bicarbonatada, sódica, gasocarbónica, clorurada, fluoretada, ferruginosa, ácida.	(2, 4, 5)	-	X	-
7	Carvalhelhos	Domínios parautoctone e rochas granitóides. Granitos alcalinos de duas micas tardi a pós-F ₃ e anateixitos; Formação pelítico-grauvaíca.	189,33	7,9	20,7 ^(e)	1 (★)	Bicarbonatada, sódica, fluoretada.	1, 2, 5	X	X	-
8	Ribeirinha	Domínios parautoctone e rochas granitóides. Granitos alcalinos de duas micas sin-F ₃ ; quartzofiládidos e quartzofilonitos, quartzitos, xistos carbonosos e líditos.	658,7	7,2	19,0		Bicarbonatada, sódica, fluoretada.	(2, 5)	-	-	-
9	Moledo	Domínios autóctone/sub-autóctone e rochas granitóides. Granitos ante a sin-F ₃ e migmatitos arteríticos; Formação da Desejosa (Grupo do Douro).	219,6	9,4	45,4 ^(e)	2 (◇)	Bicarbonatada, sódica, sulfúrea, fluoretada, alcalina.	3, 5, 6	X	-	-
10	Carlião	Domínios autóctone/sub-autóctone e rochas granitóides. Granitos de duas micas sin-F ₃ e migmatitos arrefriados; Formação da Desejosa (Grupo do Douro).	335,0	8,1	28,6 ^(e)		Bicarbonatada, sódica, sulfúrea, fluoretada, alcalina.	2, 3, 5, 6	X	-	-
Vocações terapéuticas: Cardiovascular (1); Digestiva (2); Respiratória (3); Metabólico-endócrina (4); Dermatológica (5); Reumática e musculoesquelética (6); Sistema nervoso (7).											
^(a) – exclui Sabroso; ^(b) – exclui Campilho; ^(c) – Salgadeira – engarrafamento em breve; ^(d) – aproveitamento em breve (em estudo médico-hidrológico); ^(e) – com potencial geotérmico; ^(f) – valores extraídos a partir de quadros síntese, e com datas de registo/análise diversas, compilados por MACHADO (2009), PACHECO (2000) e SOUSA OLIVEIRA (2011).											

Tabela1(cont.) – Pólos hidrominerais da região de Trás-os-Montes e Alto Douro – Enquadramento litológico, características gerais e aproveitamentos (ver legenda da Fig.1).

Pólo hidromineral		Ambiente litológico	Parâmetros físico-químicos ^(f) (valores médios)			Tipologia hidroquímica		Terapias reconhecidas por estudo médico-hidrológico – “a negro”; Usos populares locais – “c” ^g	Aproveitamentos atuais			
Ref.	Designação		Res. seco (mg/l)	pH	Temp. (°C)	Família	Designação geral		Terapêutico	Termalismo	Engarraf.	Geotermia
11	São Lourenço	Domínios autóctone/sub-autóctone e rochas granitóides. Granitos de duas micas sin-F ₃ e migmatitos arteríticos; Formação do Rio Pinhão (Grupo do Douro).	261,8	8,2	29,5 ^(e)		Bicarbonatada, sódica, sulfúrea, fluoretada, alcalina.	X ^(d)	-	-	-	
12	Seixo de Ansiães	Domínios autóctone/sub-autóctone e rochas granitóides. Granitos de duas micas sin a tardi a pós-F ₃ ; Formação do Rio Pinhão (Grupo do Douro).	432,0	7,6	20,5 ^(e)		Bicarbonatada, sódica, sulfúrea, fluoretada.	-	-	-	-	
13	Moimenta	Domínios autóctone/sub-autóctone e rochas granitóides. Granitos de duas micas sin-F ₃ ; Filitos carbonosos, metapsamitos e metagruvaques.	239,6	7,0	-	2 (◇)	Bicarbonatada, sódica, sulfúrea, fluoretada.	-	-	-	-	
14	Angueira	Domínios autóctone/sub-autóctone. Formação do Quartzito Armoricano: Xistos intermédios e quartzitos superiores; (e granitos).	252,4	7,4	-		Bicarbonatada, sódica, sulfúrea, fluoretada.	-	-	-	-	
15	Terronha	Domínios autóctone/sub-autóctone e rochas granitóides. Granitos de duas micas sin-F ₃ ; Formações metassedimentares; Formação de Campanhó e Ferradosa, Formação Infraquartzítica, Formação Xistena e Formação do Quartzito Armoricano	373,0	8,7	17,4		Bicarbonatada, sódica, sulfúrea, fluoretada, cloretada, alcalina.	X ^(d)	-	-	-	

16	Castro de Avelãs	Domínio ofiolítico. Contacto alóctone intermédio / alóctone superior.	218,8	9,8	-		Bicarbonatada/Carbonatada, sódica, sulfúrea, silicatada, hipercalcina.	(5, 6)	-	-
17	Salselas	Domínio ofiolítico periférico. Anfibolitos rectoramorfizados do alóctone intermédio.	Conductiv. = 394 µS/cm (*)	10 (*)	14 (*)		Bicarbonatada/Carbonatada, sódica, sulfúrea, silicatada, hipercalcina.	(5, 6)	-	-
18	Escarledo	Domínio ofiolítico. Contacto alóctone intermédio / alóctone superior.	240,4	10,2	-	3 (⊙)	Bicarbonatada/Carbonatada, sódica, sulfúrea, silicatada, hipercalcina.	(5, 6)	-	-
19	Abelheira	Domínio ofiolítico. Contacto alóctone intermédio / alóctone superior.	283,6	9,1	-		Bicarbonatada/Carbonatada, sódica, sulfúrea, silicatada, hipercalcina.	(5, 6)	-	-
20	Santa Cruz	Domínio ofiolítico periférico. Anfibolitos rectoramorfizados do alóctone intermédio.	273,6	7,2	11,4	4 (▽)	Bicarbonatada, sódica, sulfúrea, hipossilicatada.	(5, 6)	-	-
21	Alfaião	Domínio ofiolítico periférico. Anfibolitos rectoramorfizados do alóctone intermédio; Filão de quartzo de grandes dimensões com direcção NNE.	378,8	7,5	13,0		Bicarbonatada, sódica, sulfúrea, hipossilicatada.	(5, 6)	-	-
22	Lagoaça	Domínio autóctone/sub-autóctone e rochas granitóides. Vizinhança imediata de mineralizações de W/Sn e sulfuretos; micaxistos e granitos sin-F _y .	197,2	7,5	-	5 (▲)	Bicarbonatada, sódica, sulfatada, sulfúrea, hipossalina.	(5)	-	-
<p>Vocações terapéuticas: Cardiovascular (1); Digestiva (2); Respiratória (3); Metabólico-endócrina (4); Dermatológica (5); Reumática e musculoesquelética (6); Sistema nervoso (7).</p> <p>(a) – inclui Sabroso; (b) – inclui Campilho; (c) – Salgadela – engarrafamento em breve; (d) – aproveitamento em breve (em estudo médico-hidrologico); (e) – com potencial geotérmico;</p> <p>(f) – valores extraídos a partir de quadros síntese, e com datas de registo/análise diversas, compilados por MACHADO (2009), PACHECO (2000) (*) e SOUSA OLIVEIRA (2011).</p>										

À componente sulfúrea (ou sulfatada) associam-se as águas alcalinas, enquadradas fundamentalmente em ambientes metassedimentares e/ou granitóides.

Do ponto de vista catiónico, o sódio domina em todas as tipologias.

O grupo das águas gasocarbónicas (família 1) manifesta-se por apresentar pH ácido e ocorre fundamentalmente associado a ambientes de natureza granitóide, no contacto de ambiente granitóide/metassedimentar e metassedimentar mas com influência granitóide. Este grupo enquadra-se também no domínio geotectónico do parautoctone transmontano (caso único em Portugal continental), na dependência de grandes fraturas cuja origem ascende aos tempos hercínicos. A origem do CO₂, que faz parte integrante da sua composição, tem sido amplamente discutida e os resultados da composição isotópica em δ¹³C apontam para uma origem de natureza principalmente mantélica, embora não sejam de excluir outras contribuições marginais, nomeadamente a partir de litótipos regionais de natureza carbonatada e/ou carbonosa (SOUSA OLIVEIRA, 2001).

4 – Aproveitamentos das águas minerais

Não obstante o necessário licenciamento das explorações (em Portugal, a concessão de exploração é emitida pela Tutela (Ministério da Economia e do Emprego), desde longa data as diferentes emergências têm sido alvo de aproveitamentos populares, por vezes em infraestruturas rudimentares. Tal pode constatar-se em vários elementos bibliográficos, onde se destacam, por exemplo, HENRIQUES (1726) e ALMEIDA & ALMEIDA (1970). Pode afirmar-se que a maioria dos polos hidrominerais, e as suas emergências naturais, estão atualmente ditados ao esquecimento ou ao desconhecimento (ver Tabela 1).

Nos casos em que existe exploração, os polos referidos foram intervencionados com o desenvolvimento de captações tubulares, como furos profundos, no sentido de melhorar o caudal de exploração e garantir a qualidade e a proteção deste recurso natural.

Os aproveitamentos situam-se ao nível do engarrafamento em unidades industriais, do termalismo terapêutico e de bem-estar, e ainda ao nível da geotermia. As situações de engarrafamento centram-se nas águas da família das gasocarbónicas, onde também o termalismo é desenvolvido com bastante significado, como é o caso das águas minerais naturais das Caldas de Chaves. Recentemente, nesta família de águas, também Pedras Salgadas abriu ao público um novo espaço termal, no Parque de Pedras Salgadas, que resultou da recuperação e requalificação do antigo balneário. Situação idêntica pode ser referida para Vidago. Os restantes aproveitamentos termais encontram-se associados a águas sulfúreas, sendo que Caldas de Carlão e Caldas de Moledo são os elementos mais representativos; perspectiva-se para breve a abertura de dois novos balneários termais, um localizado em Vimioso, designado Termas da Terronha (ou Termas de Vimioso), e outro em Pombal (Carrazeda de Ansiães), denominado Termas de São Lourenço. Atualmente, as águas de ambos os pólos hidrominerais (Terronha e São Lourenço) encontram-se em fase de estudo avançado, e nos espaços termais estão a desenvolver-se infraestruturas para o seu aproveitamento. Usos rudimentares, normalmente praticados pelas populações da região, são os que se verificam em Abelheira, S.^{ta} Cruz e São Lourenço (a substituir pelas Termas de São Lourenço).

De um modo geral, as vocações terapêuticas centram-se principalmente no domínio da reumática e músculo-esquelética, respiratória, dermatológica e digestiva (ver Tabela 1).

Relativamente ao aproveitamento geotérmico, na maioria dos casos a temperatura das águas minerais é inferior a 20 °C, pelo que são consideradas “águas frias”. No pólo hidromineral de Chaves ocorrem as águas mais quentes do território continental, com temperatura de aproximadamente 73 °C. O aproveitamento geotérmico é feito principalmente no aquecimento do espaço balnear das Caldas de Chaves, do hotel Aquaflaviae e da piscina municipal, embora o potencial geotérmico possa perspetivar um espetro alargado de utilizações no conceito do aproveitamento geotérmico em cascata. No limite, pode pensar-se na produção de frutos e de outras espécies exóticas, pelo menos na zona de Chaves. Ao nível das águas minerais de Trás-os-Montes e Alto Douro, também é reconhecido potencial geotérmico nos polos hidrominerais de Moledo, Carlão, São Lourenço, Carvalhelhos e Seixo de Ansiães, embora, até hoje, não se tenham aí efetuado quaisquer tipos de aproveitamentos da energia geotérmica nem a qualificação do recurso como geotérmico.

Os polos hidrominerais podem ainda constituir células-âncora para a dinamização e exploração de valências turísticas termais e regionais (associadas ao património da geodiversidade, da biodiversidade, paisagístico, histórico e gastronómico, entre outros), podendo enquadrar o próprio património construído associado aos espaços termais; são exemplo os parques de Pedras Salgadas, Vidago e Moledo, entre outros. A criação de uma “rota, ou rotas, das águas minerais”, que articulasse todas estas valências, seria de todo interessante nesta perspetiva.

5 – Considerações finais

Decorrente principalmente de fatores de natureza geológica, a região de Trás-os-Montes e Alto Douro é impar no panorama dos recursos hidrominerais portugueses, não só pelo elevado número de emergências conhecidas, mas também pela significativa diversidade de tipologias hidroquímicas, que se podem agrupar em 5 famílias principais.

Desde os usos efetuados há longa data em práticas terapêuticas populares, até às modernas práticas de exploração termal e de bem-estar, ao engarrafamento (no caso das águas minerais gasocarbónicas) e à utilização geotérmica (mais recentemente), estas águas têm sido aproveitadas, embora de forma muito desigual. Não obstante a exploração atualmente desenvolvida em alguns polos hidrominerais e o facto de em mais dois polos se estar em fase de pré-exploração, existe um número significativo, se não a maior parte, que se encontra em estado de desconhecimento ou em que a exploração nunca foi devidamente implementada.

O atual interesse dirigido para o património natural antevê novas valências económicas associadas às águas minerais destes polos, nomeadamente no domínio do turismo termal e turismo da natureza, entre outros, que poderão ser promovidas com a criação da “rota, ou rotas, das águas minerais”. As especificidades das águas minerais de cada pólo constituem singularidades para a exploração que, aliadas ao contexto patrimonial natural, cultural, construído e outros, potenciam células-âncora de desenvolvimento sócio-económico local e regional.

Agradecimentos – Este trabalho foi realizado com o apoio financeiro do Centro de Geofísica e do Centro de Geociências da Universidade de Coimbra.

Referências Bibliográficas

420

- ALMEIDA, A. & ALMEIDA, J. D. (1970) – Inventário hidrológico de Portugal: Trás-os-Montes e Alto Douro. Instituto de Hidrologia de Lisboa, 2, 639 p.
- ANDRADE, M. P. L. (2002) – A geoquímica isotópica e as águas termominerais. Contribuição dos isótopos do Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e do Cl ($^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$) na elaboração de modelos de circulação. O caso de algumas águas do N de Portugal. Tese de mestrado, Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico, Lisboa, 104 p.
- BRICKER, O. P.; GODFREY, A. E. & CLEAVES, E. T. (1968) – Mineral-water interaction during the chemical weathering of silicates. *Am. Chem. Symp. Ser.*, Washington, DC: Am. Chem. Soc., 7, p. 128-142.
- HENRIQUES, F. F. (1726) – *Aquilégio Medicinal*. Edição fac-similada (1998). Instituto Geológico e Mineiro. Lisboa.
- MACHADO, J. M. G. S. (2009) – Ocorrências hidrominerais do NE de Portugal Continental: inventariação, sistematização e aproveitamentos didáticos. Tese de mestrado em “Biologia e Geologia para o Ensino”. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 469 p.
- MARQUES, J. M. V. V. B. (1999) – Geoquímica dos fluídos e da interacção água-rocha: os casos das águas mineralizadas quentes e frias de Chaves, Vilarelho da Raia, Vidago, e Pedras Salgadas. Tese de doutoramento, Universidade Técnica de Lisboa, Instituto Superior Técnico, Lisboa, 276 p.
- PACHECO, F. A. L. (2000) – Hidrogeologia em maciços de rochas cristalinas (Morais-Chacim-Macedo de Cavaleiros). Bases para a gestão integrada dos recursos hídricos da região. Tese de doutoramento, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 395 p.
- PORTUGAL FERREIRA, M. & SOUSA OLIVEIRA, A. (2000) – Lithologic and tectonic control of the mineral waters in the Hercynian Belt: Northeast Portugal. Poster apresentado no *31st International geological congress & scientific exhibits – geoexpo 2000*. 6-17 Agosto, Rio de Janeiro, Brasil.
- SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL, Direcção-Geral de Geologia e Minas (1992) – Carta Geológica de Portugal, escala 1:500 000.
- SOUSA OLIVEIRA, A. (2001) – Hidrogeologia dos sistemas gasocarbónicos da Província Hidromineral Transmontana: Ribeirinha (Mirandela), Sandim (Vinhais), Segirei e Salgadela (Chaves). Tese de doutoramento, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 442 p.
- SOUSA OLIVEIRA, A. (2011) – Águas minerais naturais de Trás-os-Montes e Alto Douro: património legado pela natureza. In: Escola Secundária Camilo Castelo Branco (eds.). *Boletim Cultural*, 17, p. 18-29. ISSN 0871-7761

ANÁLISE COMPARATIVA DA LEGISLAÇÃO NACIONAL SOBRE RECURSOS HÍDRICOS NOS PAÍSES DA CPLP

COMPARATIVE ANALYSIS OF THE NATIONAL LEGISLATION ON WATER RESOURCES IN THE COUNTRIES OF THE CPLP

A. I. Andrade¹ & T. Y. Stigter²

Resumo – A deficiente gestão dos recursos hídricos (RH) é apontada como a principal razão para a sua indisponibilidade, mais do que propriamente a sua escassez. No entanto, é incontornável a disparidade em termos mundiais ao nível da disponibilidade dos RH, o que também se verifica no âmbito dos diferentes países da Comunidade dos Países de Língua Portuguesa (CPLP). Nesta perspetiva, é clara a necessidade de uma base legislativa dentro de cada país. Neste trabalho foram analisadas as legislações nacionais de seis dos oito países que constituem a CPLP, para os quais existe legislação disponível relativa aos RH. As realidades, em termos de gestão e políticas dos RH nestes países, apresentam semelhanças e diferenças. Todos os países, com exceção de Portugal, designaram as suas águas interiores, superficiais e subterrâneas, como exclusivamente do domínio público, sendo a sua gestão feita maioritariamente com base nas bacias hidrográficas. Em geral, os países definem usos dos RH “livres”, *i.e.* não sujeitos a qualquer licença/concessão, e usos em que essa licença/concessão é obrigatória. Os primeiros estão genericamente associados ao consumo individual e de atividades domésticas. Em todos os países o abastecimento de água para consumo humano é considerado uma prioridade, encontrando-se a sua proteção e controlo de qualidade legisladas. A legislação Portuguesa apresenta uma extensa lista de objetivos ambientais e de programas de medidas para os alcançar. Todos os países da CPLP demonstram preocupação com a poluição dos RH, legislando atividades interditas e medidas de prevenção e controlo, bem como a responsabilidade do poluidor.

Palavras-chave – Legislação; Recursos hídricos; Usos; Proteção; Países da CPLP

¹ Centro de Geofísica, Univ. de Coimbra, Obs. Astron., Almas de Freire, 3040-004 Coimbra, Portugal; aandrade@ci.uc.pt

² Centro de Geo-Sistemas/CVRM, Inst. Sup. Técnico, Av. Rovisco Pais, 1049-001 Lisboa, Portugal; tibor.stigter@ist.utl.pt

Abstract – Poor management, rather than scarcity, is considered the main reason for the unavailability of water resources (WR). However, there is an inevitable inequality in WR availability throughout the world, which is also clearly observed among the different countries of the Community of Portuguese Language Countries (CPLC). In this perspective, there is a clear need for a legislative basis within each country. This study analyzed the national legislation of six of the eight countries constituting the CPLC, for which legislation on WR is available. The realities in terms of WR management and policies in these countries present both similarities and differences. All countries, except Portugal, designated their inland waters, surface and groundwater, as exclusively of the public domain, and their management is mainly based on river basins. In general, countries define WR uses as “free”, i.e. not subject to any license/concession and uses for which such license/concession is required. The former are generally associated with individual consumption and household activities. In all countries the supply of drinking water is considered a priority, and its protection and quality control is legislated. The Portuguese legislation presents a comprehensive list of environmental objectives and programs of measures to achieve them. All CPLC countries express concern about the pollution of their WR, legislating certain forbidden activities, measures of prevention and control as well as polluter responsibility.

Keywords – Legislation; Water Resources; Uses; Protection; CPLP Countries

1 – Introdução

No World Water Development Report das Nações Unidas (UNESCO, 2003), o diretor-geral da UNESCO, Koïchiro Matsuura, refere a insuficiência de água para fins ambientais e humanos como razão de conflitos, tendo a água um valor superior ao valor económico associado – valor social, cultural e ético. No relatório de 2009, o mesmo continua a referir a clara necessidade de uma ação urgente para se evitar uma crise global, realçando os efeitos da falta de investimento, da má governação e da falta de apoio político para a resolução de problemas no setor da água (UNESCO, 2009). A importância da água e a preocupação com este assunto está expressa em resoluções integrantes da declaração do Milénio das Nações Unidas em Setembro de 2000 (<http://www.un.org/millennium/declaration/ares552e.htm>), bem como na definição, pela UNESCO (<http://www.un.org/en/events/observances/index.shtml>), de vários anos ou décadas internacionais em temas diretamente ligados à água, integrando as águas subterrâneas como um dos temas chave.

A crise da água corresponde, segundo WWC (2000), mais a uma questão de gestão deficiente da água disponível, do que à escassez de água para satisfazer as necessidades, provocando problemas graves a biliões de pessoas e ao ambiente. Um dos problemas corresponde à extração exagerada de água, sendo outra perspetiva a considerar a diminuição da sua qualidade em resultado de atividades humanas. A gestão da água é um assunto essencial para que o mundo atinja um desenvolvimento sustentável, sendo também uma questão de segurança. Torna-se clara a necessidade de uma base legislativa dentro de cada país, envolvendo diferentes ministérios, e também a necessidade de acordos internacionais em águas partilhadas, bem como de estratégias a nível global.

A Comunidade dos Países de Língua Portuguesa (CPLP) integra atualmente oito países, Angola, Brasil, Cabo Verde, Guiné-Bissau, Moçambique, Portugal, São Tomé

e Príncipe e Timor-Leste, com realidades muito diferentes em relação à disponibilidade, gestão e políticas dos recursos hídricos (RH) superficiais e subterrâneos. Relativamente à disponibilidade, e de acordo com as estimativas da FAO (www.fao.org/nr/water/aquastat/main/index.stm), verifica-se que o total de RH renováveis *per capita* tem vindo a diminuir genericamente (Fig. 1), função sobretudo de um aumento da população total. Esta diminuição entre 1962 e 2009 corresponde a valores entre 53% a 72% do valor inicial, exceto para Portugal, em que a diminuição se fica nos 16% do valor inicial (de 1962). Para o ano mais recente com dados disponíveis, 2009, verifica-se que o total dos RH renováveis *per capita* é bastante variável (Fig. 2), correspondendo o maior valor ao Brasil, estando em segundo lugar a Guiné-Bissau, e correspondendo o menor valor a Cabo Verde, país reconhecidamente identificado como tendo problemas de escassez de água.

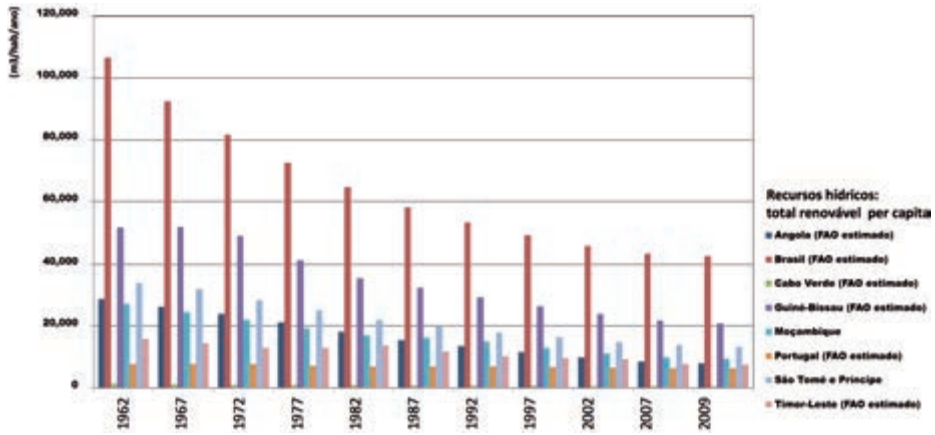


Fig. 1 – Recursos hídricos renováveis *per capita* entre 1962 e 2009;
 fonte: AQUASTAT (www.fao.org/nr/water/aquastat/main/index.stm).

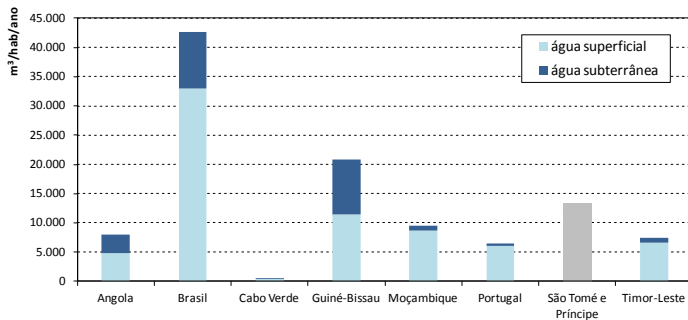


Fig. 2 – RH renováveis *per capita* em 2009 para os países da CPLP, separados por origem superficial ou subterrânea (para São Tomé e Príncipe só existe o valor total);
 fonte: AQUASTAT (www.fao.org/nr/water/aquastat/main/index.stm).

De acordo com os dados da FAO relativos à quantidade de água captada em função do uso, disponíveis no AQUASTAT (www.fao.org/nr/water/aquastat/main/index.stm), a maior parte da água captada nestes países destina-se à agricultura (para S. Tomé e Príncipe não existem dados), o que está de acordo com o descrito em WWF (2000); Portugal e Brasil apresentam percentagens de consumo para a indústria superiores a 15% do total captado.

O objetivo deste trabalho é fazer uma comparação global da legislação existente, a nível nacional, em seis dos oito países da CPLP, abordando as temáticas: (i) propriedade das águas, (ii) ordenamento e planeamento dos RH, (iii) utilização geral da água (RH) e (iv) proteção e monitorização das águas. Infelizmente, não foi possível incluir nesta análise comparativa São Tomé e Príncipe e Timor-Leste, dada a inexistência de legislação disponível sobre esta temática. Para os restantes países foi consultada a legislação disponível indicada na Tabela 1. Denota-se a grande diferença nos anos de publicação da legislação, com Moçambique e Guiné-Bissau a apresentarem legislação de 1991 e 1992, respetivamente; salienta-se que, para Moçambique, existe uma resolução sobre política das águas de 2007. Para Angola e Portugal foram elaboradas novas leis na primeira década do século XXI. Para o Brasil existem também as legislações específicas para cada um dos diferentes Estados, que não foram consideradas por estarem fora do âmbito do trabalho pretendido.

Tabela 1 – Legislação nacional referente aos recursos hídricos analisada para seis países da CPLP.

País	Legislação
Angola	Lei 6/2002 (Lei de Águas) ¹
Brasil	Lei nº 9.433, de 8/01/1997 (Política Nacional dos Recursos Hídricos) ²
Cabo Verde	Decreto-Legislativo 5/99 (Alteração e Republicação do Código de Águas) ³
Guiné-Bissau	Decreto-Lei 5-A/92 (Código de Águas) ⁴
Moçambique	Resolução 46/2007 (Política de Águas) ⁵ Lei 16/91 (Lei de Águas) ⁶
Portugal	Lei 58/2005 (Lei da Água) ⁷ Lei 54/2005 (Titularidade dos Recursos Hídricos) ⁸

¹ <http://www.minea.gov.ao/TodasLegislacoes.aspx>;

² <http://www4.planalto.gov.br/legislacao/legislacao-por-assunto/meio-ambiente-teste#content3>;

³ http://www.ave.cv/index.php?option=com_docman&task=cat_view&gid=28&Itemid=999999999;

⁴ <http://silusba2.wordpress.com/documentos-2/>;

⁵ http://www.cra.org.mz/?__target__=legislacao;

⁶ http://www.legisambiente.gov.mz/index.php?option=com_docman&task=cat_view&gid=37;

⁷ <http://dre.pt/pdf1sdip/2005/12/249A00/72807310.pdf>;

⁸ <http://dre.pt/pdf1sdip/2005/11/219A00/65206525.pdf>;

2 – A análise comparativa da legislação nacional nos países CPLP

2.1 – Propriedade das águas

Todos os estados consideram pelo menos parte dos seus RH como do domínio público, sendo claro na legislação Portuguesa que é possível a existência de águas de domínio particular. No Brasil, em Cabo Verde e na Guiné-Bissau todos os RH são propriedade do Estado, enquanto para Angola e Moçambique o domínio público diz respeito a todas as

águas interiores (superficiais e subterrâneas). A titularidade dos RH é sujeita a legislação específica em Portugal (Lei 54/2005), constando, nos restantes países das respetivas Leis ou Códigos de Águas ou na Política Nacional dos Recursos Hídricos (Brasil). Na Tabela 2 são apresentados os pontos mais relevantes da legislação dos diferentes países.

Tabela 2 – Pontos mais relevantes da legislação referente à propriedade das águas.

País	Propriedade das águas
Angola (Lei 6/2002)	Art. 5º, 1: As águas, objecto da presente lei, como um recurso natural, são propriedade do Estado, constituindo parte do domínio público hídrico.
Brasil (Lei nº 9.433 de 1997)	Art. 1º, 1: A água é um bem de domínio público. Art. 57º: Revogam-se as disposições em contrário (Decreto nº 24643, de 10/07/1934 “são particulares as nascentes e todas as águas situadas em terrenos que também o sejam, quando as mesmas não estiverem classificadas entre as águas comuns de todos, as águas públicas ou as águas comuns”).
Cabo Verde (DL 5/99)	Art. 3º, 1: Todos os RH pertencem ao domínio público do Estado. Artigo 4º: Sem prejuízo dos direitos conferidos pela presente lei e seus regulamentos aos proprietários usufrutuários e titulares da posse útil, o direito de propriedade ou outro sobre a terra não confere qualquer direito real sobre RH.
Guiné-Bissau (DL 5-A/92)	Art. 2º: Fazem parte do domínio público dos RH: a) todos os RH sob qualquer forma em que se apresentem: atmosféricos, superficiais e subterrâneos; b) as fontes de água de qualquer natureza; c) o mar territorial; d) os leitos de águas superficiais, naturais contínuas e descontínuas; e) ...obras e equipamentos hidráulicos....
Moçambique (Lei 16/91)	Art. 1º, 1: As águas interiores, as superficiais e os respectivos leitos, as subterrâneas, quer brotem naturalmente ou não, são propriedade do Estado, constituindo domínio público hídrico.
Portugal (Lei 54/2005)	Art. 1º, 2: Águas do domínio público O domínio público hídrico compreende o domínio público marítimo, o domínio público lacustre e fluvial e o domínio público das restantes águas. Art. 18º: Águas patrimoniais e águas particulares Os RH patrimoniais podem pertencer, de acordo com a lei civil, a entes públicos ou privados, designando-se neste último caso como águas ou RH particulares. Constituem designadamente RH particulares aqueles que, nos termos da lei civil, assim sejam caracterizados, salvo se, por força dos preceitos anteriores, deverem considerar-se integrados no domínio público.

2.2 – Ordenamento e planeamento dos recursos hídricos

A unidade de gestão dos RH é genericamente para todos os países a bacia hidrográfica; na legislação da Guiné-Bissau ainda não existe uma unidade de gestão implementada, mas é introduzido o estabelecimento progressivo da gestão por bacias hidrográficas. Em Cabo Verde a unidade base são as circunscrições hidrográficas.

No planeamento/gestão de RH, Angola, Brasil e Cabo Verde consideram a elaboração de planos nacionais e de planos de bacias hidrográficas (circunscrições hidrográficas em Cabo Verde); no Brasil, dado o seu enquadramento nacional, existe ainda a figura dos planos de RH por Estado. Para Portugal, para o planeamento e ordenamento de RH, a legislação refere como instrumentos, para além dos planos de RH, os planos especiais de ordenamento do território (relativos a albufeiras de águas públicas, orla costeira e estuários)

e as medidas de proteção e valorização dos RH; dentro do planeamento das águas são considerados, para além do plano nacional da água e dos planos de bacia hidrográfica, os planos específicos de gestão de água, complementares dos planos de bacia hidrográfica, correspondendo a um nível de gestão mais pormenorizada, por exemplo ao nível da sub-bacia ou do sistema aquífero. Em Moçambique a gestão operacional dos RH é descentralizada, ocorrendo a nível regional e com base nos planos das bacias hidrográficas. Na Guiné-Bissau é referida a preparação progressiva de planos ao nível, não só das bacias hidrográficas, mas também de sub-bacias e de conjuntos de bacias a nível nacional. Na Tabela 3 são apresentados os pontos mais relevantes da legislação dos diferentes países. A cooperação internacional, ao nível dos RH, é contemplada na legislação de Angola, Moçambique, Portugal, Guiné-Bissau e Brasil, ainda que de forma muito reduzida na legislação analisada do Brasil e da Guiné-Bissau; para Cabo Verde, por razões óbvias, o problema não é colocado.

2.3 – Utilização geral da água (usos sujeitos a licença ou concessão)

O direito ao uso da água é estabelecido pelas legislações dos diferentes países genericamente com o intuito de garantir um acesso efetivo à água, um uso racional e a preservação/conservação dos RH. Os países definem, em geral, dois grupos de usos de RH: a) usos não sujeitos a licenciamento ou concessão, geralmente chamados de usos “livres” ou “comuns” e b) usos obrigatoriamente sujeitos a licença ou concessão. Em Portugal verificam-se também para os RH particulares, os regimes de autorização ou licença prévia de utilização, ou ainda a comunicação à entidade competente para a fiscalização.

Os usos “comuns” são genericamente de carácter livre, mas têm limitações no sentido de serem apenas para consumo individual e satisfação de necessidades domésticas (Angola, Cabo Verde, Moçambique e Portugal) e pequenos núcleos populacionais em meio rural (Brasil), podendo ainda incluir o abeberamento de gado e rega em pequena escala (Angola, Moçambique); em Portugal é referido ainda o uso “comum” dos RH para recreio e estadia. São vários os países que referem que o uso “comum” implica que não ocorra alteração significativa de qualidade e quantidade dos RH (Angola, Brasil, Moçambique e Portugal). Em Angola e Moçambique o uso “comum” da água pode decorrer do direito de exploração da terra. Em Cabo Verde o uso “comum” dos RH é sujeito ao pagamento de taxas.

Todos os usos não considerados como “comuns” estão dependentes de licença ou concessão (ou de declaração de uso na Guiné-Bissau). A prospeção e captação de águas subterrâneas é um dos usos sujeitos a autorização de uso na Guiné-Bissau e a licenciamento em Angola e Moçambique; em Cabo Verde é considerado de competência exclusiva do estado, mas pode ser autorizada a outras pessoas (singulares ou coletivas) em casos particulares. Em Portugal e Brasil, a lei só se refere à captação de águas, estando sujeita a outorga no Brasil e a licença ou concessão em Portugal (esta última, em caso de abastecimento público, rega para área superior a 50ha e produção de energia). Em Portugal a captação de águas particulares é sujeita a comunicação do utilizador (se os meios de extração não excederem os 5 cv e for considerado não ter impacte significativo no estado das águas) ou a autorização prévia de utilização.

Tabela 3 – Pontos mais relevantes da legislação referente ao ordenamento e planeamento dos RH.

País	Ordenamento e planeamento dos RH – unidade e instrumentos de gestão
Angola (Lei 6/2002)	<p>Art. 9º, 1c: A gestão das águas rege-se pelo princípio da unidade e coerência de gestão das bacias hidrográficas (BHs) do País, como unidades físico-territoriais de planeamento e de gestão de RH.</p> <p>Art. 14º, 1: A unidade principal sobre a qual assenta a gestão dos RH é a BH.</p> <p>Art. 15º Planeamento dos RH através do Plano Nacional de RH, visa a gestão integrada dos RH à escala nacional (Artigo 15º, 2), e dos Planos Gerais de Desenvolvimento e Utilização dos RH de Cada Bacia, com objectivo final a optimização do uso dos RH no tempo e no espaço territorial da respectiva bacia, encarada como um todo unitário (Artigo 15º, 3).</p>
Brasil (Lei nº 9.433 de 1997)	<p>Art. 1º, V: A Política Nacional de RH baseia-se no fundamento de a BH ser a unidade territorial para implementação da Política Nacional de RH e atuação do Sistema Nacional de Gerenciamento de RH.</p> <p>Art. 5º, I: São instrumentos da Política Nacional de RH os Planos de RH.</p> <p>Art. 8º, Os planos de RH serão elaborados por BH, por Estado e para o País.</p>
Cabo Verde (DL 5/99)	<p>Art. 12º, 1: O planeamento do desenvolvimento dos RH far-se-á através do Plano Nacional de RH e de Planos de Desenvolvimento das circunscrições hidrográficas (unidades territoriais de gestão denominadas para efeitos de administração local dos RH).</p>
Guiné-Bissau (DL 5-A/92)	<p>Ainda inexistente, mas Artigo 5º, e) refere como objectivo “promover uma acção progressiva com vista ao estabelecimento de administrações regionais de gestão das águas organizadas na base das principais BHs e dispondo de uma vocação multi-funcional e pluridisciplinar”.</p> <p>Art. 5º, c: preparação progressiva de vários planos de ordenamento das águas estabelecidos em relação às BHs, sub-BHs e conjuntos de bacias a nível nacional.</p> <p>Art. 15º, 1: A utilização dos recursos de água será objecto duma planificação, contida no Plano Director das Águas.</p>
Moçambique (Resolução 46/2007)	<p>Parte 1.3a: Gestão integrada dos RH – os RH serão geridos de forma integrada tendo como base a BH (BH) como a unidade fundamental e indivisível.</p> <p>Parte 1.3h: A gestão operacional dos RH do país será descentralizada para autoridades autónomas regionais e de BHs.</p> <p>Parte 7.1: O planeamento ao nível da BH é o principal instrumento para preparar e implementar as medidas necessárias. Os planos de bacias dos principais rios do país serão efectuados até 2015.</p>
(Lei 16/91)	<p>Art. 7º, 1a: Definição do princípio da unidade e coerência de gestão das BHs do país.</p> <p>Art. 18º, 1: A gestão dos RH será realizada por administrações regionais de águas organizadas na base de BHs.</p> <p>Art. 13º: Competirá ao Conselho de Ministros aprovar o Esquema Geral de Aproveitamento dos RH.</p> <p>Art. 18º, 3: À administração Regional de Águas compete participar na preparação, implementação e revisão do plano de ocupação hidrológica da bacia.</p>
Portugal (Lei 58/2005)	<p>Art. 3º, 2: A região hidrográfica é a unidade principal de planeamento e gestão das águas, tendo por base a BH.</p> <p>Art. 16º: O ordenamento e o planeamento dos RH processam-se através dos seguintes instrumentos: a) Planos especiais de ordenamento do território; b) Planos de RH e c) Medidas de protecção e valorização dos RH.</p> <p>Art. 19º, 2: Devem ser elaborados planos especiais de ordenamento do território tendo por objectivo principal a protecção e valorização dos RH abrangidos nos seguintes casos: a) Planos de ordenamento de albufeiras de águas públicas; b) Planos de ordenamento da orla costeira e c) Planos de ordenamento dos estuários.</p> <p>Art. 24º, 2: O planeamento das águas é concretizado através dos seguintes instrumentos: a) O Plano Nacional da Água, de âmbito territorial, que abrange todo o território nacional; b) Os planos de gestão de BH, de âmbito territorial, que abrangem as BHs integradas numa região hidrográfica e incluem os respectivos programas de medidas e c) Os planos específicos de gestão de águas.</p>

O regime de licenciamento ou concessão é variável, para cada país, o que se denota nomeadamente nos prazos máximos de atribuição de licença/concessão variando entre 5 anos (licença em Moçambique) e 80 anos (concessão em Cabo Verde); a legislação da Guiné-Bissau não estabelece prazos máximos para a autorização de uso ou concessão. Em todas as legislações as licenças ou concessões podem ser renovadas.

Relativamente à prioridade de usos, em todos os países o abastecimento de água para consumo humano tem prioridade sobre os demais usos privativos. A legislação do Brasil inclui, também, a dessedentação de animais como prioridade, enquanto Portugal refere as atividades vitais dos setores agropecuário e industrial como segunda prioridade. A legislação da Guiné-Bissau não define prioridades de uso.

2.4 – Proteção das águas (objetivos ambientais e monitorização das águas)

Na área da proteção dos RH, de entre a legislação analisada, a legislação Portuguesa é a mais desenvolvida, envolvendo a designação de uma grande quantidade de zonas protegidas (Tabela 4), uma clara e extensa elaboração dos objetivos ambientais e dos programas de medidas para os alcançar (Tabela 4), bem como a obrigação de uma monitorização exaustiva e abrangente dos RH. Ressalva-se, no entanto, o facto de, para o Brasil, não ter sido analisada a legislação específica para cada um dos diferentes estados, onde devem constar medidas de proteção e monitorização muito mais específicas.

Tabela 4 – Pontos mais relevantes da legislação referente à proteção das águas.

País	Proteção das águas (objetivos ambientais e monitorização das águas)
Angola (Lei 6/2002)	<p>Art. 28º: Sujeita a execução de quaisquer actividades em terrenos inclinados, próximos de fontes, de cursos de água ou onde se previna ou combata a erosão, à autorização previa.</p> <p>Art. 65º: Restrições ao uso de água subterrânea, com base no a) balanceamento entre a renovação da água doce e as extracções, b) optimização nos aquíferos não recarregáveis, c) criação de zonas de protecção pluvial para reserva e manutenção dos aquíferos, d) gestão integrada de águas superficiais e subterrâneas.</p> <p>Art. 66º-71º: Protecção das Águas, inclui objectivos, actividades interditas, prevenção e controlo, responsabilidade do poluidor, controlo de qualidade de água potável e zonas de protecção para captações de água.</p>
Brasil (Lei nº 9.433 de 1997)	<p>Art. 3º, III: A integração da gestão dos RH com a gestão ambiental é uma directriz geral de ação para a implementação da Política Nacional de RH.</p> <p>Art. 7º, IV e X: Com vistas à proteção dos RH, os planos incluirão metas de racionalização de uso, aumento da quantidade e melhoria da qualidade dos RH disponíveis, e propostas de áreas sujeitas a restrição de uso.</p> <p>Art. 11º: Um dos objectivos do regime de outorga de direitos de uso dos RH é assegurar o controlo dos usos de água em termos quantitativos e qualitativos.</p> <p>Art. 12º, III: O lançamento em corpo de água de esgotos e outros resíduos líquidos ou gasosos para diluição, transporte ou disposição final, é sujeito a outorga pelo Poder Público, excepto se forem insignificantes.</p> <p>Art. 12º, V: Os usos não descritos na lei mas que alterem o regime, quantidade ou a qualidade de um corpo de água são também sujeitos a outorga pelo Poder Público.</p> <p>Art. 15º: A necessidade de prevenir ou reverter uma situação de degradação ambiental grave permite que a outorga de direito de uso de RH seja suspensa parcial ou totalmente, temporariamente ou definitivamente.</p> <p>Art. 32º, IV: é objectivo do Sistema Nacional de Gerenciamento dos RH planejar, regular e controlar o uso, a preservação e a recuperação dos RH.</p>

Tabela 4 – *Continuação*

Cabo Verde (DL 5/99)	<p>Art. 22º: A protecção dos RH é da competência do Estado.</p> <p>Art. 23º, 2: Serão definidas pelo Governo as áreas adjacentes a nascentes e obras de captação de água potável em que serão interditas construções ou actividades que possam afectar a qualidade ou quantidade da água.</p> <p>Art. 24º: As normas gerais de qualidade dos RH e os mecanismos de defesa serão estabelecidas pelo governo.</p> <p>Art. 25º: Define contaminação e poluição dos RH, que se considera como actividade proibida e sujeita a punição.</p> <p>Art. 26º: Define poluição e contaminação de origem doméstica e refere que medidas adequadas ao seu combate serão adoptadas pelos Municípios e pelo Estado.</p> <p>Art. 27º: Refere que serão regulamentadas certas actividades agrícolas, pecuárias e industriais no sentido de evitar que afectem a qualidade da água.</p> <p>Art. 28º: Define águas residuais e a obrigatoriedade de autorização para qualquer descarga de águas residuais, condicionada à não redução da qualidade da água para além dos limites legais em vigor. A descarga de substâncias tóxicas ou perigosas para a saúde pública implica a depuração prévia das águas residuais.</p> <p>Art. 29º: Interdita o lançamento de poluentes sólidos nas águas (excepções em caso de autorização especial).</p> <p>Art. 83º: Em caso de perigo grave em relação a quantidade e qualidade da água, ou quando o balanço entre as necessidades e a disponibilidade de água não permitir garantir adequadamente os usos prioritários, poderá ser declarada uma ou mais zonas de situação de crise hídrica.</p>
Guiné-Bissau (DL 5-A/92)	<p>Art. 22º, 2: a utilização de águas residuais domésticas ou industriais sem tratamento para irrigação é proibida.</p> <p>Art. 27º: Obriga delimitação de um perímetro de protecção em torno de cada captação para água potável.</p> <p>Art. 29º: Regras relativamente a saneamento, como a obrigatoriedade de ligar habitação à rede de esgotos.</p> <p>Art. 33º – Prevenção e controlo da poluição – princípio de poluidor-pagador, responsabilidade criminal. Estado exige estudos de impacto ambiental para projectos que podem afectar qualidade da água. Estabelecimento de zonas de reservas de águas por motivos ecológicos, com certas restrições.</p> <p>Art. 34º – Controlo de qualidade das águas, relativamente a água potável.</p>
Moçambique (Res. 46/2007)	<p>Parte 2.3: Saneamento: com objectivos principais referentes à cobertura, melhoria dos serviços, infra-estruturas de drenagem (incluindo pluvial), com foco em áreas costeiras, destino das águas industriais.</p> <p>Parte 3.2: Irrigação: minimizar os impactos ambientais, usando a água com mais eficiência.</p> <p>Parte 3.3: Energia hidroeléctrica: estará condicionado, entre outros, à sustentabilidade ambiental.</p> <p>Parte 3.4.1: Água para indústria: efluentes avaliadas na fase de projecto, em termos de qualidade da água e impactos ambientais, sendo tratadas de forma a assegurar a qualidade dos corpos de água receptores.</p> <p>Parte 4. Água e ambiente, objectivo principal: assegurar que o desenvolvimento e gestão dos RH tenham em conta a necessidade de conservação ambiental, em quantidade e qualidade. Entre as políticas destaca-se:</p> <p>Garantia de caudais ecológicos e aplicação de medidas para prevenir a sobre-exploração dos RH;</p> <p>Criação de zonas de protecção dos principais aquíferos para abastecimento e conservação ambiental;</p> <p>Criação de zonas de protecção para captações superficiais e para lagos e albufeiras;</p> <p>Aplicação duma estratégia para lidar com problemas de eutrofização (lagos, albufeiras e rios);</p> <p>Utilização de ferramentas de gestão ambiental, licenciamento e monitorização das descargas de efluentes;</p> <p>Parte 6.1: Em termos de políticas de gestão das águas destacam-se:</p> <p>i) monitorização prioritária da água em zonas com grandes albufeiras e a jusante de fontes de poluição;</p> <p>ii) monitorização da água subterrânea nos principais aquíferos (quantidade e qualidade), prioritariamente em aquíferos que abastecem sistemas de água urbanos e nos identificados de elevado potencial;</p>

Tabela 4 – Continuação	
Moçambique (Lei 61/91)	<p>Art. 7º, 2: A aprovação de obras hidráulicas estão sujeitas a prévia análise dos seus efeitos ambientais.</p> <p>Art. 8º, f e l: implementação progressiva da política de gestão das águas orientada para a melhoria do saneamento, a luta contra a poluição e contra a diminuição de qualidade por intrusão salina.</p> <p>Art. 11º, 1 e 2: registo obrigatório das autorizações de descarga de efluentes;</p> <p>Art.13º, 1 e d: Um dos objectivos do Esquema de Aproveitamento dos RH: defesa do ambiente, garantindo o caudal ecológico e respeitando o regime natural dos cursos de água e a protecção da qualidade da água.</p> <p>Art. 14º, 1d: Um dos objectivos da participação em organização de cooperação internacional é o controlo da qualidade e da poluição.</p> <p>Art. 26º, 2: Os usos privativos que resultem em prejuízo da quantidade de água necessária à protecção do ambiente não são autorizados.</p> <p>Art. 52º-57º: Protecção qualitativa das águas: objectivos, actividades interditas, prevenção e controlo, responsabilidade do poluidor, controlo de qualidade de água potável e zonas de protecção.</p> <p>Art. 59º-62º: Protecção dos solos, saneamento e obrigação, tratamento prévio de águas residuais.</p> <p>Art. 63º: Condições de aproveitamento das águas subterrâneas.</p> <p>Art. 64º, 2: Águas de explorações mineiras: destino e condições de desaguamento.</p> <p>Art. 71º, 2: Não serão reconhecidos os usos tradicionais que impliquem a contaminação das águas.</p>
Portugal (Lei 58/2005)	<p>Art. 4º jji, Definições, “Zonas protegidas”:</p> <ul style="list-style-type: none"> i) As zonas designadas por normativo próprio para a captação de água destinada ao consumo humano ou a protecção de espécies aquáticas de interesse económico; ii) As massas de água designadas como águas de recreio, incluindo zonas designadas como balneares; iii) As zonas sensíveis em termos de nutrientes, i.e. as zonas vulneráveis e as zonas designadas sensíveis; iv) As zonas designadas para a protecção de habitats e da fauna e da flora selvagens em que a manutenção ou o melhoramento do estado da água seja um factor importante para a sua conservação; v) As zonas de infiltração máxima. <p>Art. 30º, Programas de medidas: assegurados pelos planos de gestão de bacia hidrográfica, com vista à concretização do quadro normativo relativo à protecção da água e à realização dos objectivos ambientais.</p> <p>Compreendem 22 medidas de base (requisitos mínimos a cumprir) e medidas suplementares.</p> <p>Secção IV, Protecção e valorização, inclui:</p> <p>Medidas de conservação e reabilitação: da rede hidrográfica e zonas ribeirinhas (33º), da zona costeira e estuários (34º) e das zonas húmidas (35º); zonas de infiltração máxima (38º) e zonas vulneráveis (39º)</p> <p>Medidas de protecção: especial dos RH (36º), das captações de água (37º), contra cheias e inundações (40º), secas (41º), acidentes de poluição (42º) e rotura de infra-estruturas hidráulicas (43º)</p> <p>Art. 45º-53º: Objectivos ambientais, prosseguidos através da aplicação dos programas de medidas.</p> <p>Art. 54º, 55º: Monitorização do estado das águas de superfície e subterrâneas e zonas protegidas.</p> <p>Deve estar operacional até 2006 um programa nacional de monitorização do estado das águas superficiais e subterrâneas e das zonas protegidas que permita uma análise coerente e exaustiva.</p>

Os outros países da CPLP também demonstram uma preocupação com a poluição dos RH, definindo certas actividades como interditas, medidas de prevenção e controlo, bem como a responsabilidade do poluidor. Para as águas destinadas ao consumo humano existe, na legislação de todos os países, especial cuidado em definir zonas de protecção das captações e controlo da qualidade da água.

Em termos da protecção quantitativa, Angola, Cabo Verde, Moçambique e Portugal referem a necessidade de proteger os RH da sobre-exploração, impondo restrições com base no balanço entre necessidades (extrações) e disponibilidades (renovação anual) de água. A ausência deste tópico na legislação nacional do Brasil e Guiné-Bissau analisada poderá estar associada ao maior volume de RH renováveis *per capita* (Fig. 2).

Em termos de monitorização, a legislação em Portugal refere explicitamente a necessidade de um programa nacional de monitorização do estado das águas superficiais e subterrâneas e das zonas protegidas que permita uma análise coerente e exaustiva. Além de Portugal, a referência à necessidade de monitorização só aparece na legislação nacional de Moçambique. Nos outros países o mesmo ainda não se encontra legislado, podendo no entanto haver referências à monitorização na legislação estadual do Brasil.

3 – Conclusões

A análise das legislações nacionais sobre os RH em seis dos oito países que constituem a CPLP (para os quais existe legislação disponível) revela dimensões e realidades diferentes, em termos de gestão e políticas dos RH, relacionadas com a realidade de cada país e com a necessidade e também a capacidade de implementar legislação com diferentes graus de especificidade. É interessante verificar que só Portugal permite a existência de águas interiores de domínio particular. No entanto, existem também semelhanças importantes que devem ser destacadas. Um exemplo é o facto de todos os países da CPLP basearem a gestão dos RH maioritariamente nas bacias hidrográficas como unidades (apesar de a definição da circunscrição hidrográfica na legislação do Cabo Verde não ser inteiramente clara). Outra semelhança é que todos os países definem usos dos RH “livres”, *i.e.* não sujeitos a qualquer licença/concessão, e usos em que essa licença/concessão é obrigatória. Os primeiros estão genericamente associados ao consumo individual e de atividades domésticas de pequena dimensão. Também todos os países consideram o abastecimento de água para consumo humano prioridade absoluta em tempos de escassez, encontrando-se a sua proteção e controlo de qualidade legislada. Finalmente, todos os países da CPLP demonstram preocupação com a poluição dos RH, legislando atividades interditas e medidas de prevenção e controlo, bem como a responsabilidade do poluidor. Estas semelhanças poderão indicar que um país, neste caso membro da CPLP, ao desenvolver e implementar nova legislação, poderá consultar e adotar certos elementos já legislados nos outros países.

Referências Bibliográficas

- UNESCO (2003) – The United Nations World Water Development Report – “Water for people water for life.” <http://unesdoc.unesco.org/images/0012/001297/129726e.pdf> (consultado em 2012.01.11).
- UNESCO (2009) – The United Nations World Water Development Report 3, “Water in a changing world.” <http://unesdoc.unesco.org/images/0018/001819/181993e.pdf> (consultado em 2012.01.12).
- WWC (2000) – World Water Vision – Making Water Everybody’s Business. World Water Council. Earthscan Publications Ltd. <http://www.worldwatercouncil.org/index.php?id=961> (consultado em 2012.01.20).

(Página deixada propositadamente em branco)

SECÇÃO 7

AS PAISAGENS NO ESPAÇO E NO TEMPO

“(..) uma paisagem não existe por si só, visto que a sua aparência muda a todo o instante”.

Oscar-Claude Monet; sécs. XIX–XX

(Página deixada propositadamente em branco)

CARACTERIZAÇÃO DAS FEIÇÕES
GEOMORFOLÓGICAS DA PAISAGEM
DA SERRA DO TEPEQUÉM
(NORTE DE RORAIMA, BRASIL)

CHARACTERIZATION OF THE
LANDSCAPE GEOMORPHOLOGICAL
FEATURES OF THE TEPEQUÉM MOUNTAIN
(NORTH RORAIMA, BRAZIL)

L. C. Beserra Neta¹, F. A. Nascimento² & S. S. Tavares Júnior³

Resumo – As paisagens do norte do Estado de Roraima constituem um panorama único na Amazônia brasileira. Neste cenário se destacam relevos tabulares, que podem atingir cerca de 2.800 m de altitudes, conhecidos regionalmente por *tepuis*, a exemplo do Monte Roraima. Estes relevos são elaborados em rochas sedimentares do Supergrupo Roraima, de idade Paleoproterozóica. A serra do Tepequém (objeto de estudo) é referenciada, na literatura atual, como uma estrutura tabular com altitudes máximas de até 1.100 metros. O estudo se fundamenta no mapeamento de feições morfoestruturais, através de técnicas fotointerpretativas em imagens de sensores remotos, a fim de melhor caracterizar as feições geomorfológicas, que formam a paisagem da serra do Tepequém. Os procedimentos aplicados foram análises mono e estereoscópica, para o reconhecimento de elementos naturais (relevo e drenagem), através da caracterização das propriedades texturais. Os elementos texturais foram integrados via técnicas de processamento de imagens digitais e geraram produtos como os mapas morfoestruturais e de relevo combinados com Modelo Numérico de Terreno (MNT), referente à altimetria e inclinação de vertentes. Estes produtos confirmam a ocorrência de variadas formas de relevo no topo da serra do

¹ Profa. do Dep. Geografia, IGEO, Universidade Federal de Roraima, Boa Vista-RR, Brasil; luiza@dgr.ufr.br

² Discente do Programa de Pós-Graduação de Geografia, Universidade Federal de Roraima, Boa Vista, RR, Brasil; franzmiller@hotmail.com

³ Prof. do Dep. Geologia, IGEO, Universidade Federal de Roraima, Boa Vista-RR, Brasil; stelio@dgl.ufr.br

Tepequém, com um desnível altimétrico de até 500 m, que descaracterizam a morfologia desta qualidade de relevo tabular.

436

Palavras-chave – Morfoestruturas; Fotointerpretação; Serra do Tepequém; Norte de Roraima (Brasil)

Abstract – The landscapes of the northern Roraima state represent a unique view in the Brazilian Amazon. In this scenario stand out tableland that can reach about 2.800 m altitudes known regionally by tepuis, like the example of Mount Roraima. These reliefs are made in the Roraima Supergroup sedimentary rocks, of Paleoproterozoic age. The Tepequém Mountain (object of study) is referred in the literature as a tabular structure with maximum altitudes of up to 1.100 meters. The study is based on the morphostructural features mapping through photointerpretatives techniques in remote sensing images in order to characterize the geomorphological features modeling the landscape of the mountain Tepequém. The applied procedures included mono and stereoscopic analysis for the recognition of natural elements (relief and drain), through the textural properties characterization. The textural elements were integrated using the techniques of digital image processing and have generated products such as morphostructural and relief maps, combined with the Numerical Model of Terrain (NMT) on the altitude and slope aspects. These products confirm the occurrence of various forms of relief at the top of the Tepequém Mountain, with a gap of up to 500 m, mischaracterizing the morphology of this type of tabular relief.

Keywords – Morphostructures; Photointerpretation; Tepequém Mountain; North Roraima (Brazil)

1 – Introdução

As variadas segmentações de paisagens que compõem a região setentrional da Amazônia é fonte de pesquisas e estudos relacionados à sua origem e evolução. Neste contexto, o Estado de Roraima é marcado por uma diversificação de paisagens, que constroem um panorama singular na Amazônia brasileira. Neste cenário se destacam os relevos tabulares, conhecidos regionalmente por *tepuí*, localizados no norte do estado de Roraima. Esta morfologia é formada por serras com topo aplainados em forma de mesas, escarpados e com altitudes de 2.800 metros (BRICEÑO & SCHUBERT, 1990), como o Monte Roraima e Uafaranda. Estes relevos fazem parte da unidade morfoestrutural Planalto Sedimentar Roraima (FRANCO *et al.*, 1975).

Na literatura a serra do Tepequém (objeto de estudo), é referenciada como uma estrutura de relevo tabular com altitudes máximas de 1.100 metros. A serra do Tepequém está localizada no norte do Estado de Roraima, mais precisamente, no município de Amajari, entre as coordenadas UTM 20N 635460 E e 414500 N e 647000 E e 422700 N (Fig. 1).



Fig. 1 – Mapa da serra do Tepequém, com destaque para a rede de drenagem; em segundo plano, a localização da área de estudo, no norte do estado de Roraima (Brasil).

Geologicamente, a serra do Tepequém é sustentada por rochas sedimentares de idade Paleoproterozóico, representadas pela Formação Tepequém (CPRM, 1999), correlacionada ao Supergrupo Roraima (MONTALVÃO *et al.*, 1975). As principais litologias são constituídas por arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados. O substrato da serra do Tepequém está representado por rochas vulcânicas ácidas a intermediária do Grupo Surumu. Ao longo da estrutura que compõe a serra, as camadas sedimentares encontram-se dobradas em sinformais e antiformais suaves, formando uma megasinclinal aberta, com eixos na direção E-W a NE-SW (CPRM, 1999).

Com o avanço de novas tecnologias para o mapeamento através de técnicas de geoprocessamento em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), com a utilização de imagens de sensores remotos orbitais somados aos dados obtidos em campo, pode-se identificar uma diversificação nas formas de relevo. Essas técnicas de sensoriamento remoto e de geoprocessamento se fazem essenciais para a composição de diversos mapas temáticos e facilitam a compreensão e os estudos espaços-temporais de uma região, no caso, a morfogênese e variação de relevo no topo da Serra do Tepequém. Os avanços tecnológicos dos novos sensores remotos, segundo FLORENZANO (2008), produzem imagens com melhor resolução espacial, espectral, radiométrica e temporal, além do recurso estereoscópico, que permitem ao geomorfólogo mapear, medir e estudar uma variedade de fenômenos geomorfológicos. Esses dados permitem visualizar o espaço geográfico em três dimensões e, com o uso de SIG, obter, de forma automática, variáveis morfométricas (altitude, declividade, orientação de vertentes etc.) que são essenciais nos estudos geomorfológicos (VALERIANO, 2008). Diante destas impressões, um estudo mais específico para o mapeamento das formas de relevo, e a caracterização das feições geomorfológicas tabulares, importantes na configuração regional do relevo do norte de Roraima é oportuno, em razão de atualmente se dispor de um conjunto significativo de técnicas de geoprocessamento em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), com a utilização de imagens de sensores remotos.

Portanto, este estudo tem como finalidade o mapeamento de feições morfoestruturais no topo da Serra do Tepequém, através de técnicas fotointerpretativas em imagens de sensores remotos e produtos integrados multifontes, além dos trabalhos de campo, a fim de caracterizar as feições geomorfológicas, que formam a paisagem da Serra do Tepequém (Fig. 2). A compreensão dos processos morfoestruturais atuantes na construção e sustentação dessas formas de relevo, constitui-se em um passo importante para o entendimento da evolução da paisagem local.



Fig. 2 – Detalhe da Serra do Tepequém ao fundo, bordejado por morros e colinas; em primeiro plano, extensa área aplainada.

2 – Materiais e métodos

As etapas metodológicas da pesquisa foram as seguintes:

Foram realizados levantamentos de dados bibliográficos e cartográficos, com o intuito de auxiliar nos trabalhos de campo e interpretação dos resultados. Nas atividades de campo foram adquiridos dados quanto a declividade, com o uso do Clinômetro, altitude e as coordenadas geográficas dos pontos, utilizando GPS Garmim Etrex Legend, e medição das orientações das estruturas, através da Bússola de Brupton. Também foram adquiridas imagens fotográficas das feições de relevo através de câmara digital do tipo Samsung S760.

Para os procedimentos fotointerpretativos na análise do relevo foi utilizada a imagem óptica, do satélite CBERS 2B, sensor CCD, composição colorida 3(R), 4(G) e 2(B), resolução espacial 20x20 metros do ano de 2007, para a interpretação de estruturas e delimitação das unidades morfoestruturais estudadas.

Para a vetorização das feições estruturais e delimitação da rede de drenagem e seu detalhamento foi utilizada a imagem óptica do satélite ALOS, sensor PRISM, resolução espacial (2,5x2,5 metros), do ano de 2009. Em conjunto, foi utilizada a imagem de radar, sensor SAR/SIPAM, através da plataforma R999, ano 2007, de resolução espacial de 06x06 metros, utilizada para fins de interpretação do modelado do relevo e na

geração de produtos integrados, destacando a integração de dados digitais com o modelo numérico de terreno (MNT).

As imagens ópticas foram submetidas aos procedimentos de pré-processamento referentes a atenuação dos efeitos atmosféricos e das distorções geométricas. Os procedimentos de tratamento das imagens de sensores remotos orbitais e criação do banco de dados foram efetuados através do uso dos aplicativos computacionais SPRING, v. 5.1 (aplicativo gratuito, obtido através do INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) e PCI Geomatics, v. 10.2.

O mapeamento morfoestrutural e geomorfológico seguiu a metodologia proposta por ARAÚJO *et al.* (2003), a partir da fotointerpretação de imagens digitais e dos dados de flexuras do terreno, e da interpretação de lineamentos estruturais (falhas e fraturas), os quais ajudaram na delimitação das unidades de alto e baixo estrutural. Os dados adquiridos em campo, no total 42.000 pontos cotados (latitude, longitude e altimetria), auxiliaram na construção de uma grade retangular, que resultou na elaboração do Modelo Digital de Terreno, importante na elaboração de produtos altimétricos, através do aplicativo Google Earth, versão 5.2. O mapeamento das unidades morfoestruturais foi realizado através do traçado das flexuras do terreno, interpretadas a partir da assimetria e tropia no mapa da rede de drenagem integrado digitalmente com o modelo digital de elevação e imagem SAR/SIPAM em visualização tridimensional.

Dentro do ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), as imagens ópticas foram integradas aos dados morfométricos obtidos em campo, formando o banco de dados que permitiu a elaboração dos mapas temáticos. A edição final desses mapas temáticos foi realizada através do aplicativo ArcGis, v. 9.2 no Laboratório de Geotecnologias do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima.

3 – Resultados e discussão

3.1 – Dados altimétricos integrados com imagens digitais

A integração dos dados altimétricos e imagens digitais possibilitou a construção do modelo digital de elevação, o qual deu realce as variações altimétrica no topo da serra do Tepequém. Destacam-se as áreas planas com altitudes de 500 a 650m, interrompidas por morros e colinas de altitudes variando de 650 a 900m, os quais são bordejados por rampas escarpadas que atingem até 1.100m de altitudes (Fig. 3). A declividade variou de 10^0 a 30^0 nas vertentes de morros e colinas, decrescendo para 1^0 a 4^0 nas áreas de planícies.

Os produtos integrados possibilitaram a análise e interpretação das formas de relevo no topo da serra do Tepequém. O Modelo Digital de Elevação (MDE), integrado com a imagem altimétrica colorizada, destaca as rugosidades representadas pelas áreas de maior altitude, diferenciando-as das áreas mais planas.

A integração do MDE com a imagem de satélite CBERS 2B/CCD (banda 4), com visualização tridimensional em perspectiva e iluminação para NW, deu realce as rugosidades do relevo e da rede de drenagem, os quais demonstram estarem controlados pelo arranjo estrutural que condiciona o modelado da serra do Tepequém.

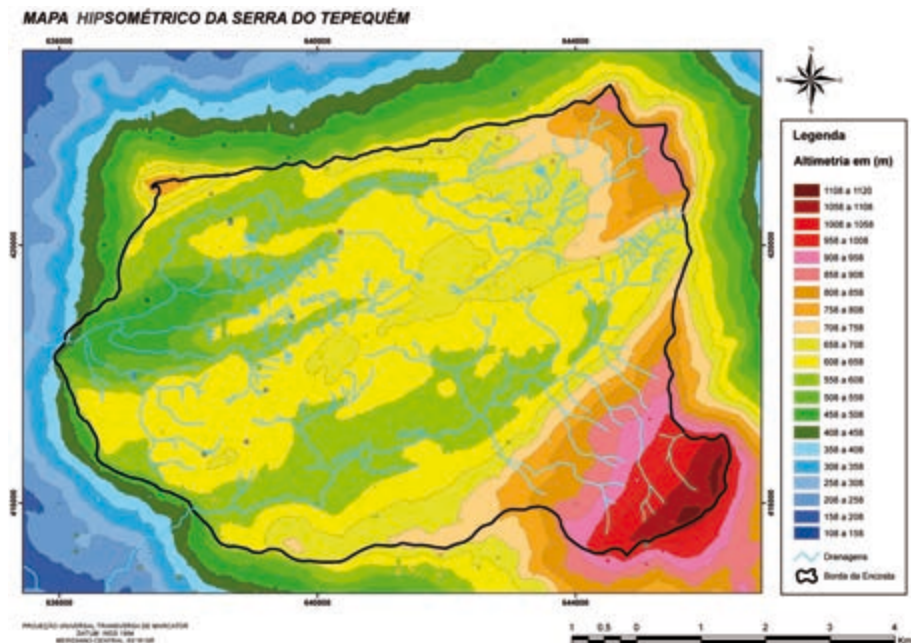


Fig. 3 – Mapa Hipsométrico da Serra do Tepequém, a partir da interpolação de 42.000 pontos de altimetria coletados no software Google Earth. Destaca-se, ainda, as principais drenagens fotointerpretadas na imagem do Satélite ALOS, sensor PRISM.

3.2 – Perfis Topográficos

Os perfis topográficos reforçam a avaliação da rugosidade de relevo no topo da serra. As análises destes produtos confirmam os dados já obtidos com os processos fotointerpretativos em imagens digitais. O desnível altimétrico das feições de relevo, representados por planícies e colinas bordejados por encostas íngremes, são de fácil visualização no perfil topográfico traçado na direção NW-SE. Desta forma, a serra do Tepequém não se enquadra na classificação de serra com topo tabular, a exemplo dos montes de topo plano e tabulares que se destacam nas regiões da Gran Savanna (Venezuela e Guiana). Os relevos tabulares característicos das regiões dos “campos de Guayana”, regionalmente conhecidos como *tepuis*, têm topos relativamente planos, e apresentam alto grau de dissecação elaborados por agentes exógenos (BRICEÑO & SCHUBERT, 1990).

3.3 – Análise Morfoestrutural

A partir da análise dos padrões de relevo e drenagem do topo da Serra do Tepequém foi possível traçar as flexuras do terreno derivados de processos tectônicos e a elaboração do mapa morfoestrutural associado ao Modelo Digital de Elevação. Este produto realçou a conformação morfoestrutural da serra, indicada por áreas de alto e baixo estrutural (Fig. 4).

Portanto, o arranjo estrutural da serra do Tepequém é impresso por falhas normais e fraturas de direção NE-SW, concordantes às zonas de cisalhamento transcorrentes, o qual desempenha um notável controle na organização da rede de drenagem e na morfologia do relevo através dos alinhamentos de morros e escarpas de falhas, incorporando facetas trapezoidais observadas no topo da serra do Tepequém.

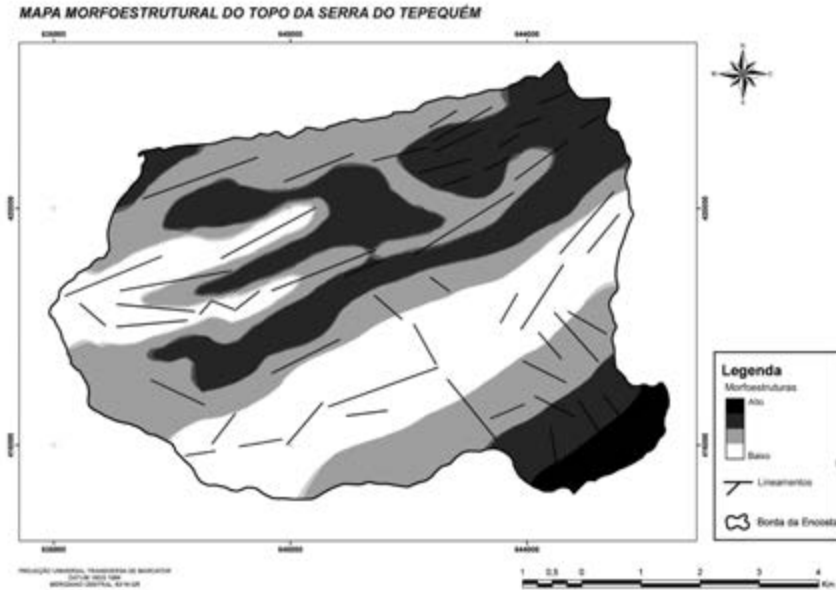


Fig. 4 – Mapa Morfoestrutural do topo da serra do Tepequém, destacando em tons de cinza, as áreas de alto estrutural (mais escuro) e baixo estrutural (mais claro) e destacando também os lineamentos estruturais.

3.4 – Compartimentação Geomorfológica

Através da análise integrada dos dados de altimetria, declividade e arranjo morfoestrutural combinados com o Modelo Numérico de Terreno (MNT), além dos dados de campo, foram identificados os seguintes compartimentos geomorfológicos que formam a paisagem atual da serra do Tepequém: a) escarpas erosivas que formam as faces do entorno da serra Tepequém; estas são íngremes e com ângulo de inclinação superior a 30° , e representam recuo de planos de falhas normais elaboradas nos arenitos da Formação Tepequém; b) encostas íngremes que bordejam a estrutura interior do topo da serra, com altitudes de até 1.100m; c) morros residuais com variação altimétrica de 680 a 900 m, com orientação predominante na direção NE-SW e secundariamente E-W e; d) planícies intermontanas que correspondem por grandes áreas aplainadas encontradas no interior da serra, onde se instalam a rede de drenagem (BESERRA NETA *et al.*, 2007; BESERRA NETA & TAVARES JÚNIOR, 2008).

4 – Conclusões

A paisagem que compõe a Serra do Tepequém tem características singulares e bastante relevantes para os estudos da interpretação das formas de relevo e seus agentes modeladores.

442

A partir da integração de técnicas fotointerpretativas em imagens de sensores remotos e produtos integrados multifontes, foi possível maior detalhe e acurácia da análise dos compartimentos geomorfológico que formam a paisagem atual da serra do Tepequém.

Portanto, as variações das formas (planícies, colinas residuais e escarpas erosivas) e os diferentes níveis altimétricos (variando de 575 a 1.100 metros), determinados pelo comportamento diferencial do substrato frente às mudanças climáticas e os ciclos erosivos, constituem a base da estruturação das unidades da paisagem atual no topo da serra do Tepequém e a descaracteriza da forma de relevo tabuliforme.

Agradecimentos – Ao Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pelo financiamento da pesquisa, através da concessão de bolsa de iniciação científica (PIBIC/UFRR) ao segundo autor. Ao Instituto de Geociências da Universidade Federal de Roraima pelo uso do Laboratório de Geotecnologias e apoio logístico em campo.

Referências Bibliográficas

- ARAÚJO, C. C., YAMAMOTO, J. K. & MADRUCCI, V. (2003) – Análise Morfoestrutural em Área de ocorrência de Arenito Asfáltico, Bacia do Paraná, São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, 24, p. 25-41.
- BESERRA NETA, L. C., COSTA, M. L. & BORGES, M. S. (2007) – A planície intermontana Tepequém, Roraima, e sua vulnerabilidade erosiva. In: Rosa-Costa, L. T., Klein, E. L. & Viglio, E. P. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: SBG – Núcleo Norte, 5, p. 89-100.
- BESERRA NETA, L. C. & TAVARES JÚNIOR, S. S (2008) – Geomorfologia do Estado de Roraima por Imagens de Sensores Remotos. In: Silva, P. R. F. & Oliveira, R. S. (org.). *Roraima 20 Anos: As Geografias de um Novo Estado*. Ed. UFRR. Boa Vista, p. 168-192.
- BRICEÑO, O. H. & SCHUBERT, C. (1990) – Geomorphology of the Gran Sabana, Guayana Shield, South-eastern Venezuela. *Geomorphology*, 3, p. 125-141.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. (1999) – Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrals), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM, Manaus, 166 p. CD-Rom.
- FLORENZANO, T. G. (2008) – Sensoriamento Remoto para Geomorfologia. In: Florenzano, T. G. (org.). *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. Oficina de Texto. São Paulo, p. 31-71.
- FRANCO, E. M. S., DEL' ARCO, J. O. & RIVETT, M. (1975) – Geomorfologia da folha NA.20 Boa Vista. In: BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto Radam. Folha Na-20 Boa Vista e parte das folhas NA-21 Tumucumaque, NB-20 Roraima e NB-21: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, p. 139-180.
- MONTALVÃO, R. M. G., MUNIZ, M. R., ISSLER, R. S., DALL' AGNOL, R., LIMA, M. I. C., FERNANDES, P. E. C. A. & SILVA, G. G. (1975) – Geologia da folha NA.20 Boa Vista. In: BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto Radam. Folha Na-20 Boa Vista e parte das folhas NA-21 Tumucumaque, NB-20 Roraima e NB-21: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. DNPM. Rio de Janeiro, p. 15-136.
- VALERIANO, M. M. (2008) – Dados Topográficos. In: Florenzano, T. G. (org.) *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. Oficina de Textos. São Paulo, p. 72-104.

GÊNESE E EVOLUÇÃO DO PLANALTO DE MARÍLIA (BRASIL)

GENESIS AND EVOLUTION OF THE MARÍLIA PLATEAU (BRAZIL)

C. A. M. Santos¹ & J. O. R. Nunes²

Resumo – O Planalto de Marília é uma unidade geomorfológica que se destaca na paisagem do centro-oeste do Estado de São Paulo, Brasil. Constitui-se como a zona mais heterogênea do Planalto Ocidental Paulista (morfoescultura onde está inserida). Nele, há o predomínio de formas denudacionais, caracterizando-o como dispersora de drenagem. Típico relevo tabuliforme de centro de bacia sedimentar, caracteriza-se pela horizontalidade da camada geológica que o sustenta. As sucessivas mudanças climáticas ocorridas no Quaternário permitiram a gênese de um grande compartimento de topo alongado e suavemente ondulado, interligado ao domínio das vertentes que se encerram em escarpas, e dando forma a vales intra-escarpas com desníveis que variam de 50 a 80 metros até o limite da ruptura de declive. Para um melhor entendimento das atuais formas de relevo, buscou-se, através de revisão bibliográfica, relações entre tectônica geradora e modificadora da Bacia Bauru, reativações tectônicas de sistemas de falhas e a sedimentação da Formação Marília com a evolução geomorfológica do Planalto homônimo. Utilizou-se o modelo esquemático de relevos tabuliformes de CASSETI (2001), inserindo características específicas do caso analisado. A tectônica que deu origem a Bacia Bauru, aliada aos alinhamentos preexistentes no embasamento da Bacia Sedimentar do Paraná, condicionou a compartimentação e localização das deposições sedimentares do Grupo Bauru, no qual se encontra a Formação Marília. A epirogênese pós-cretácica acelerou a incisão dos talwegues e, pulsos tectônicos, possivelmente reflexos de reativações dos alinhamentos estruturais da Bacia Sedimentar do Paraná, provocaram falhas e juntas na região, colaborando para organização da drenagem e esculturação do relevo.

Palavras-chave – Planalto de Marília; Formação Marília; Relevo tabuliforme; Marília-SP; Brasil

¹ Doutorando do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Campus de Presidente Prudente-SP; kiomarques@hotmail.com

² Professor Doutor do Departamento de Geografia da Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Campus de Presidente Prudente-SP; joaosvaldo@fct.unesp.br

Abstract – The Marília Plateau is an outstanding geomorphological unit located at the midwestern part of the state of Sao Paulo (Brazil). It is the most heterogeneous zone of the Western Paulista Plateau (morphosculpture where it is inserted). On it, the denudational landforms predominate, characterizing it as a drainage disperser area. This area, a typical mesa relief of a sedimentary basin center, is characterized by the horizontality of the geological layer that supports it. Successive Quaternary climatic changes allowed the formation of a large stretched-top, softly-waving compartment, interconnected to the cliffs that ends up on scarps, shaping the intra-scarps valleys with unevenness ranges of 50 to 80 meters to the edge of the slope break. For a better understanding of the present relief forms, we searched, through literature revision, the relation between tectonics generating and modifying the Bauru Basin, tectonic reactivation of fault systems and sedimentation of the Marília Formation with the geomorphological evolution of the Marília Plateau. We used the schematic model of the mesa reliefs proposed by CASSETI (2001), inserting specific characteristics of the analyzed case. The tectonic process that raised the Bauru Basin, together with pre-existing structural alignments on the Paraná Sedimentary Basin basement, conditioned the subdivision and location of the sedimentary deposits of the Bauru Group, into which the Marília Formation is inserted. The post-Cretaceous epirogenesis accelerated the thalwegs incision and the tectonic pulses, possibly some reflections of structural alignments reactivations of Paraná Sedimentary Basin, which caused faults and joints in the region, contributing to the organization of drainage and relief sculpture.

Keywords – Marília Plateau; Marília Formation; Mesa relief; Marília-SP; Brazil

1 – Introdução

O Planalto de Marília (Fig. 1) é uma unidade geomorfológica em destaque na paisagem do centro-oeste paulista. Ele resistiu às aplainações neogênicas mencionadas por AB'SABER (1969a,b), constituindo-se, assim, em um de seus testemunhos. ROSS & MOROZ (1996) o denominam Planalto Residual de Marília. Segundo os autores, ele é um prolongamento para oeste do Planalto Residual de Botucatu, desempenhando um vasto planalto de topo aplanado no interflúvio Tietê/Parapanema delimitado pelo Planalto Centro Ocidental. De acordo com IPT (1981), corresponde à zona mais heterogênea do Planalto Ocidental Paulista, morfoescultura onde se insere.

Assim como os demais planaltos diferenciados (IPT, 1981), o de Marília constitui-se como área dispersora de drenagem. Predominam nesta unidade formas de relevo denudacionais, cujo modelado apresenta-se na forma de colinas com topos aplanados convexos e tabulares, que se desfazem em escarpas festonadas, conforme caminham para os limites do planalto. A dimensão interfluvial média varia de menos de 250 m a 750 m. As altimetrias que predominam estão entre 500 e 600 m e as declividades entre 10 e 20% (ETCHEBEHERE, *et al.*, 2004). Apresenta dissecação média, com vales entalhados e densidade de drenagem variando de média à alta, o que implica um nível de fragilidade que torna a área susceptível a fortes atividades erosivas, sobretudo nas vertentes mais inclinadas.

Como típico relevo tabuliforme de centro de bacia sedimentar, caracteriza-se pela horizontalidade da camada geológica que o sustenta. As sucessivas mudanças climáticas ocorridas no Quaternário permitiram a gênese de um grande compartimento de topo alongado e suavemente ondulado interligado ao domínio das vertentes, que se encerram em escarpas, e dando forma a vales intra-escarpas com desníveis que variam de 50 a 80 metros até o limite da ruptura de declive (Fig. 2).

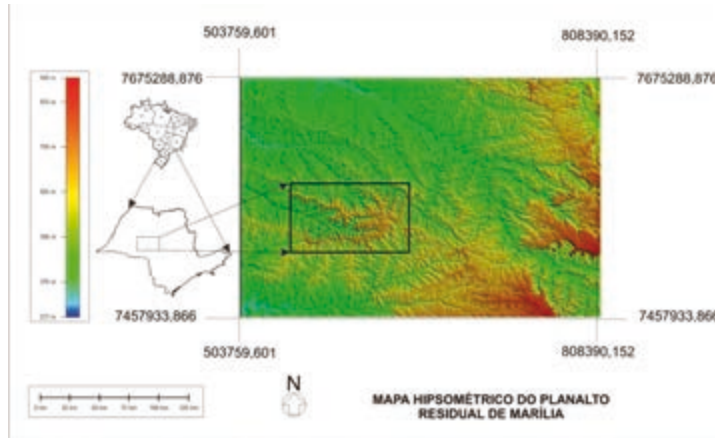


Fig. 1 – Localização do Planalto de Marília no Planalto Ocidental Paulista (SANTOS, 2009). As áreas em vermelho a leste e sudeste correspondem ao reverso das cuestas arenítico-basálticas.



Fig. 2 – Vista do topo do Planalto de Marília. Nota-se a expansão urbana até os limites das escarpas.

Busca-se, nesse trabalho, utilizando-se de revisões bibliográficas, estabelecer relações entre a tectônica geradora da Bacia Bauru, reativações tectônicas de alinhamentos estruturais e a sedimentação da Formação Marília com a evolução geomorfológica deste planalto. As relações são incluídas como especificidades do caso analisado, no esquema evolutivo de relevos tabuliformes de CASSETI (2001).

O estabelecimento dessas relações é uma tentativa de se entender melhor as atuais formas do relevo do município de Marília-SP, que influenciam e condicionam práticas urbanas e ambientais, como localização de condomínios fechados, de estações de tratamento de esgoto e lixo.

Os resultados obtidos fazem parte do referencial teórico da tese de doutorado em elaboração, na qual se busca confirmar ou refutar, através de dados de traços de fissão em zircão e apatita, as relações obtidas nesse artigo.

2 – O tectonismo gerador da Bacia Bauru

446

Segundo BATEZELLI (2003), a Bacia Bauru (Fig. 3) corresponde a uma entidade geotectônica gerada no Cretáceo Superior por processos de abatimento relacionados à reativação de lineamentos do embasamento pré-cambriano, tendo sido implantada tanto sobre os arenitos do Grupo Caiuá, como sobre os basaltos da Formação Serra Geral.

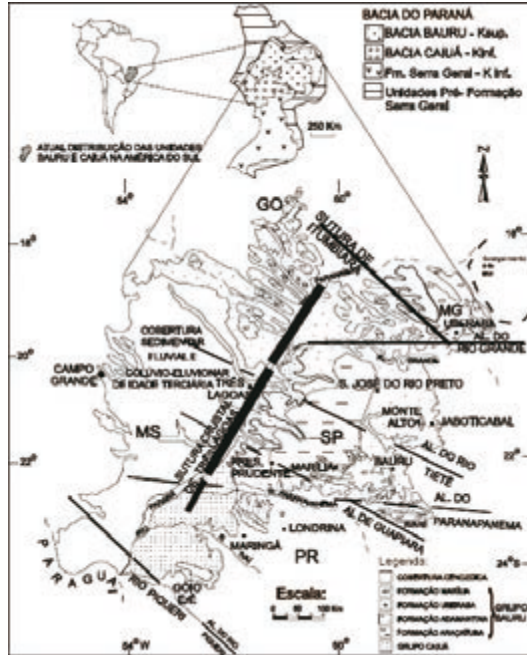


Fig. 3 – Mapa de distribuição das unidades do Grupo Bauru (FERNANDES & COIMBRA, 1996 Mod. *apud* BATEZELLI *et al.*, 2005).

Possui uma extensão de cerca de 370.000 km e abrange áreas distribuídas pelo Triângulo Mineiro, noroeste do Paraná, sudeste de Mato Grosso do Sul e sul de Goiás. Dessa extensão, 100.000 km são em território paulista.

A Bacia Bauru é formada no contexto de ruptura do Gondwana, em que há a separação do continente Sul-Americano e Africano. Durante esse contexto tectônico há o derrame de lavas basálticas que dá origem a Formação Serra Geral na Bacia do Paraná (BORGHI, 2002). Ela precedeu e acompanhou a ruptura do paleocontinente (TURNER *et al.*, 1994 *apud* RICCOMINI, 1997), espalhamento do assoalho oceânico e a deriva continental que acarretaram na separação dos dois continentes e no surgimento do oceano Atlântico Sul.

A porção centro-sul da Plataforma Sul-Americana passa a responder, então, aos efeitos da carga causada pelas rochas basálticas: à subsidência termal e, posteriormente, ao deslocamento da Placa Sul-Americana e sua interação com a Placa de Nazca a oeste (RICCOMINI, 1989, 1995a *apud* RICCOMINI, 1997).

O autor *op. cit.* afirma mudar o contexto intracratônico da Bacia do Paraná, cedendo lugar para novos tipos de deposições sedimentares, como resposta ao novo contexto tectônico.

3 – A sedimentação da Formação Marília

No topo da seqüência sedimentar do Grupo Bauru (Fig. 4), a Formação Marília diferencia-se das demais formações do Grupo, principalmente, pelo seu agente cimentante e ambiente de sedimentação: possui abundância de carbonato de cálcio e foi depositado por leques aluviais em condições de aridez a semi-aridez.

447

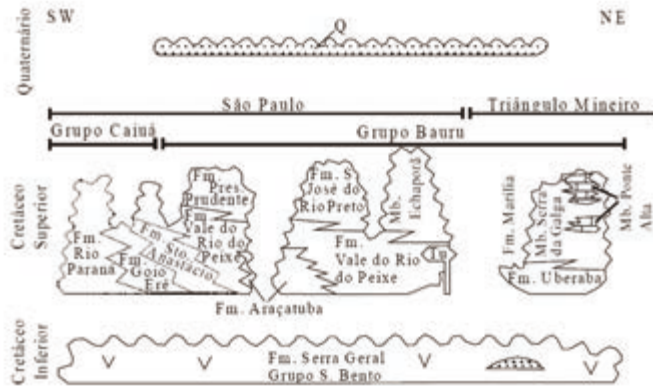


Fig. 4 – Relações estratigráficas na parte oriental da Bacia Bauru. TU = analcimitos Taiuva (adaptado de FERNANDES, 1998 e FERNANDES & COIMBRA, 1999 *apud* GRAVINA *et. al.*, 2002).

Ocorre extensivamente no Triângulo Mineiro, na região sul de Goiás, sudeste de Mato Grosso do Sul, e formando os planaltos de Marília e Monte Alto no estado de São Paulo. Apresenta um comportamento transgressivo, ou seja, ultrapassa os limites geográficos da Formação Adamantina e sobrepõe-se diretamente aos basaltos da Formação Serra Geral (BARCELOS, 1984).

De acordo com PAULA e SILVA *et al.* (2003), a Formação Marília ocorre exclusivamente em superfície, e tem área de exposição restrita à porção sudeste da bacia, e na região de Monte Alto. Em subsuperfície, registra espessuras máximas de 233 m na cidade de Lupércio, 201 m em Marília, 192 m em Álvaro de Carvalho e 185 m em Quintana.

Segundo SOARES *et al.* (1980) *apud* BARCELOS (1984, p. 100), foram os primeiros autores a apresentar formalmente a Formação Marília, definindo-a

[...] como unidade composta por arenitos grosseiros a conglomeráticos, com grãos angulosos, teor de matriz variável, seleção pobre e ricos em feldspatos. Esses sedimentos ocorrem em bancos com espessura métrica entre 1 e 2 metros, maciços ou em acamamento incipiente subparalelo descontínuo, raramente apresentando estratificação cruzada de médio porte, com seixos concentrados nos estratos cruzados. Ocorre também raras camadas descontínuas de lamitos vermelhos.

RICCOMINI (1997) escreve acerca de um tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru. Ele cita seu trabalho de 1995a, onde afirma que a posição da bacia e de seu depecto, distantes da margem continental, as características de cada processo e os esforços

associados, sugerem que esses fatores tiveram interferência direta na bacia, tanto na fase geradora como na modificadora. O tectonismo na margem continental teria atuado na sedimentação em termos do controle do nível de base regional.

O autor *op. cit.* atesta a existência de pulsos tectônicos durante a sedimentação, dentre outros fatos, pela distribuição dos leques aluviais da Formação Marília estar vinculado aos alinhamentos do Rio Paranapanema, Ibitinga-Botucatu e do Rio Moji-Guaçu, contendo seixos de rochas do embasamento pré-cambriano (gnaisses, granitos, anfíbolitos, quartzitos) situadas nos flancos leste e sudeste da bacia. Esses pulsos podem ser reflexos de reativações de alinhamentos estruturais do embasamento da Bacia Sedimentar do Paraná.

A afirmação anterior é atestada por BARCELOS (1984), ao comentar sobre as condições de sedimentação do Membro Echaporã, divisão que o autor faz da Formação Marília.

[...] parecem ter sido de alta energia e de deposição rápida em forma de leques aluviais, em que as sucessivas mudanças dos lobos deposicionais causaram a coalescência lateral e a subsidência produziu o empilhamento vertical dos diversos lobos. Esses sedimentos foram depositados por drenagem anastomosada temporária e torrencial. Submetidos durante longo tempo à condição de clima semi-árido, desenvolveram-se paleossolos carbonáticos e calcretes nodulares (p. 123).

Percebe-se que a mesma tectônica que deu origem a Bacia Bauru, aliada aos alinhamentos estruturais preexistentes no embasamento da Bacia Sedimentar do Paraná, condicionaram a compartimentação e localização das deposições sedimentares do Grupo Bauru. Essa ideia é reforçada por FÚLFARO (1974, p. 135), ao afirmar que

[...] No Cretáceo Superior, época da deposição da Formação Bauru, o alinhamento Paranapanema representa uma barragem aos sedimentos deste ciclo. A Formação Bauru, resultado de um maior levantamento do arco da Canastra e da margem oriental da bacia (SUGUIO, 1973), é barrada ao sul pela ocorrência deste alto estrutural não havendo ao sul desta linha ocorrência de depósitos expressivos a ele correlacionáveis.

Pensa-se, dessa maneira, que essa influência tectônica direcionando a direção, fluxo, taxa e, principalmente, local da sedimentação, mesmo que indiretamente, tenha colaborado para a gênese do Planalto de Marília.

4 – Evolução do Planalto de Marília

Nessa etapa do trabalho utiliza-se o modelo esquemático de evolução de relevos tabuliformes de CASSETI (2001). Através dele, faz-se apontamentos acerca das especificidades do Planalto de Marília.

Típico de centros de bacias sedimentares, suas camadas caracterizam-se por serem horizontalizadas ou subhorizontalizadas, associadas ou não a derrames basálticos intercalados. No caso estudado, como visto anteriormente, a Formação Serra Geral é o embasamento que acaba dando origem a Bacia Bauru e a sedimentação do grupo homônimo, no qual a Formação Marília está no topo da seqüência sedimentar.

AB'SABER (1969a) afirma que no Cretáceo Superior, quando há a gênese do Grupo Bauru, ocorre o último re-embaciamento da Bacia do Paraná. Para ele, o encerramento da sedimentação é essencial para entender a história geomorfológica regional, em que se passa de uma história puramente geológica para uma fisiográfica e geomorfológica.

CASSETI (*op. cit.*) afirma que, embora elaborado por mecanismos morfoclimáticos, o relevo reflete diretamente a participação da estrutura, o que resultaria em formas estruturais características de sequências sedimentares horizontalizadas. Fato esse em que se acredita ter sido condicionada indiretamente pela tectônica. Contudo, ressalta-se uma especificidade deste planalto: suas formas estruturais evoluíram em camada sedimentar única, portanto, controlada fundamentalmente por diferenças de resistência litológica.

Chapadões, chapadas e mesas são as formas mais comuns em estruturas concordantes. De acordo com CASSETI (*op. cit.*), elas são mantidas à superfície por camadas basálticas ou por sedimentos litificados de maior resistência quando submetidas a processos de pediplanação (e isso está relacionado com condições ambientais áridas a semi-áridas que deram origem a superfície erosiva). Para FERNANDES (2010), o Planalto de Marília origina-se por inversão de relevo, em que a forma de deposição do carbonato de cálcio colabora para a formação dos calcretes (responsáveis pela manutenção da resistência litológica).

CASSETI (2001) admite, para o caso brasileiro, no início da formação de relevos tabuliformes uma fase climática úmida responsável pela organização da drenagem em um pediplano em ascensão por esforços pirogenéticos.

AB'SABER (1969a, p. 1), em trabalho realizado acerca do ritmo da epirogênese pós-cretácica no estado de São Paulo, afirma que ela tem fundamental importância para compreender “a marcha dos fenômenos denudacionais e tectônicos responsáveis pela compartimentação topográfica dos planaltos paulistas”. De acordo com o autor, essa tectônica respondeu pelo soerguimento global do edifício geológico-estrutural do estado.

Tem-se, dessa forma, esquematicamente, a seguinte evolução na elaboração do relevo:

1 – Organização do sistema hidrográfico em fase climática úmida associada a efeitos epirogenéticos;

A orientação do sistema fluvial, segundo o modelo adotado, sugere duas possibilidades: influência da imposição do mergulho das camadas geológicas ou à topografia resultante do processo de pediplanação que condiciona inclinação em direção ao nível de base local ou regional.

A primeira está relacionada com o caráter de sinéclise que a Bacia do Paraná assume durante sua evolução numa escala espacial mais abrangente, e as condições de sedimentação da Formação Marília numa abrangência mais local. A segunda relaciona-se com as aplainações neogênicas em território paulista (AB'SABER, 1969a).

Além disso, há o reflexo causado na topografia pelos alinhamentos estruturais do embasamento cristalino que, através de reativações tectônicas, ocasionaram falhas e fraturas nas rochas cretácicas, por onde teriam se iniciado a incisão dos talwegues. Juntamente a isso, acredita-se que essa epirogênese, a qual se refere o autor anteriormente citado, tenha acelerado o ritmo da erosão e a incisão dos talwegues.

Para RICCOMINI (1997), o tectonismo deformador sucedeu-se ao preenchimento sedimentar da bacia, deixando registradas estruturas como falhas e juntas, que podem ser interpretadas como resultantes de dois regimes transcorrentes correlacionáveis à

mega-estruturação geológica do Estado de São Paulo, sendo o último provavelmente vinculado à atividade neotectônica regional (ETCHEBEHERE, *et al.*, 2004). Falhas e juntas mais antigas teriam orientado a organização do sistema hidrográfico e início da escultura do Planalto de Marília.

Em levantamentos executados pelo autor na região balizada pelas cidades de São Manuel, Cafelândia e Echaporá, foram cadastradas falhas e juntas seccionando os depósitos das formações Marília e Adamantina. O caráter tectônico e pós-sedimentar dessas estruturas é atestado por afetarem rochas inteiramente litificadas e pela persistência em área dos padrões reconhecidos. Falhas com estrias ocorrem de forma localizada, principalmente na região de Marília-Echaporá (RICCOMINI, 1997).

2 – Devido aos esforços epirogenéticos considerados, há uma tendência de aprofundamentos dos talwegues e de aprofundamentos de seus vales;

Por se tratar de um tipo de relevo elaborado em sequência sedimentar única, a manutenção da resistência litológica é processada pelas variações de concentração do carbonato de cálcio.

3 – A tendência de alternância climática, como a passagem do clima úmido para o seco, evidenciada na evolução morfológica pós-cretácea brasileira (provavelmente no Plio-Pleistoceno), teria sido responsável pela evolução horizontal do modelado, dada a aceleração do recuo paralelo das vertentes por desagregação mecânica;

A abertura dos vales, tendo como nível de base os talwegues abandonados, teria proporcionado entulhamento do próprio nível de base, com tendência de elaboração de pediplano intermontano. Enquanto o clima úmido, por meio do entalhamento dos talwegues, teria respondido pela evolução vertical da morfologia, o clima seco tenderia a destruir as formas criadas pelo clima úmido, proporcionando a evolução horizontal da morfologia, caracterizando, deste modo, mais uma das relações antagônicas da natureza.

Acredita-se ser esse o período geológico em que ocorrem as aplainações neogênicas (AB'SABER, 1969b), originando os baixos chapadões do Oeste Paulista, as quais o Planalto de Marília teria resistido. Enquanto há uma pediplanação generalizada no oeste do território paulista, na área estudada houve abertura dos vales – através do recuo paralelo das escarpas originadas pela incisão dos talwegues – por desagregação mecânica.

4 – Uma nova fase climática úmida ensejaria uma nova organização da drenagem e, conseqüentemente, um reentalhamento dos talwegues, proporcionando o alçamento de antigos depósitos, como os pedimentos detríticos que inumaram áreas depressionárias;

Tem-se, assim, o prosseguimento do trabalho evolutivo por erosão remontante e desnudação dos topos interfluviais, com exumação parcial de camadas subjacentes resistentes, originando as superfícies estruturais, ou simplesmente a esculturação dos sedimentos que compõem a camada sobrejacente, caracterizando as superfícies esculturais.

O trabalho comandado pelo sistema hidrográfico enseja a evolução do relevo via erosão regressiva, promovendo ramificações de cursos de primeira ordem, podendo, então, aparecer formas residuais, como os morros-testemunhos, associados a materiais resistentes. As diferenças litológicas poderiam ainda proporcionar saliências morfológicas, parcialmente mascaradas na fase anterior, de clima seco, denominadas cornijas. Com a abertura dos vales, haveria uma tendência a se formarem vales simétricos, denominados vales em “manjedouras”. A presença de pedimentos detríticos em processo de retrabalhamento morfológico pela incisão da drenagem é testemunha do clima seco correspondente à fase anterior.

5 – Considerações finais

O que se pode verificar é que os esforços tectônicos que culminaram com o extravasamento da Serra Geral, formação e evolução da Bacia Bauru, reativações que resultaram em magmatismo alcalino e tectonismo pós-sedimentar (RICCOMINI, 1997), são reflexos de uma tectônica em escala espacial maior, em que há a ruptura do Gondwana, mas que apresentou influência pontual para a gênese do Planalto de Marília.

Há um aspecto importante a ressaltar devido a sua importância: os efeitos epigenéticos sobre a evolução do relevo. Segundo AB'SABER (1969a), durante todo o Terciário, o território do Estado de São Paulo esteve em ascensão. De acordo com o autor (*op. cit.*, p. 2), ao citar WASHBURNE (1930, p.114), essa epigênese positiva corresponde a um “empinamento para oeste de toda a região da costa do Atlântico ao Rio Paraguai”, cujo efeito foi a “aceleração dos rios de São Paulo que correm para o oeste”. Ainda, no início do Pleistoceno, há uma aceleração do movimento ascensional, o que determinou “uma série de notáveis epigêneses em diversos setores dos grandes cursos d’água subparalelos do Oeste” (1969, p.3).

Acredita-se que essa aceleração dos rios a que se refere o autor (*op. cit.*), teria comandado a fragmentação do Planalto de Marília em três setores: Garça-Marília-Echaporá. Nessas áreas é possível verificar altos topográficos de formas tabulares semelhantes, destacadas na paisagem, recortadas pelas aplainações neogênicas comandadas, principalmente, pelos rios do Peixe e Aguapéí, que correm em direção ao oeste e paralelos aos alinhamentos estruturais que cortam o embasamento cristalino no estado de São Paulo.

O trabalho erosivo comandado por esses cursos d’água que se superimpuseram, foram os responsáveis pelas aplainações terciárias e surgimento das superfícies neogênicas, das quais, os topos do Planalto de Marília testemunham e evidenciam antigos níveis das superfícies de erosão.

É possível de ser verificado, portanto, que há relações tectônicas e de sedimentação que influenciaram a evolução morfológica do Planalto de Marília. Todavia, não se atribui a esses aspectos papel de protagonista para a origem das formas atuais. O que se pretendeu foi chamar a atenção de que um conhecimento mais aprofundado da gênese desse Planalto não deve se restringir aos agentes externos de esculturação do relevo.

Agradecimentos – FAPESP (Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo) pelo financiamento da pesquisa referente ao projeto de doutorado Cronogeomorfologia do relevo da cidade de Marília-SP através do método de traços de fissão.

Referências Bibliográficas

- AB'SABER, A. N. (1969 a) – Ritmo da epigênese pós-cretácica e setores das superfícies neogênicas em São Paulo. *Geomorfologia*, 13, p. 1-20.
- AB'SABER, A. N. (1969 b) – Os baixos chapadões do Oeste Paulista. *Geomorfologia*, 17, p. 1-8.
- BARCELOS, J. H. (1984) – Reconstrução Paleogeográfica da Sedimentação do Grupo Bauru Baseada na sua Redefinição Estratigráfica Parcial em Território Paulista e no Estudo Preliminar Fora do Estado de São Paulo. Tese de Livre Docência, Inst. Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 190 p.

- BATEZELLI, A. (2003) – Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes. Tese de Doutorado, Inst. Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 183 p.
- BATEZELLI, A., GOMES, N. S. & PERINOTTO, J. A. J. (2005) – Petrografia e evolução diagenética dos arenitos da porção norte e nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). *Revista Brasileira de Geociências*, 35, p. 311-322.
- BORGHI, L. (2002) – Fácies, arquitetura deposicional, tempestitos e o Devoniano da bacia do Paraná. Rio de Janeiro, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 309 p.
- CASSETI, V. (2001) – Elementos de geomorfologia. Goiânia: Editora da UFG, 137 p.
- ETCHEBEHERE, M. L. C., SAAD, A. R., FÚLFARO, V. J. & PERINOTTO, J. A. J. (2004) – Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão – RDE na Bacia do Rio do Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas. *Revista do Instituto de Geociências-USP*, Geol. USP Sér. Cient., 4, p. 43-56.
- FERNANDES, L. A. (2010) – Calcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos (Bacia Bauru, Formação Marília). *Revista Brasileira de Geociências*, 40, p. 19-35, mar.
- FÚLFARO, V. J. (1974) – Tectônica do Alinhamento Estrutural do Paranapanema. *Boletim IG*. Instituto de Geociências, USP, V, p. 129-138.
- GRAVINA, E. G., KAFINO, C. V., BROD, J. A., BOAVENTURA, G. R., SANTOS, R. V., GUIMARÃES, E. M. & JOST, H. (2002) – Proveniência de arenitos das formações uberaba e marília (grupo bauru) e do garimpo do bandeira: implicações para a Controvérsia sobre a fonte do diamante do triângulo mineiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 32, p. 545-558.
- IPT (INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO) (1981) – Mapa geológico do Estado de São Paulo: 1:500.000. São Paulo: IPT, vol. I, p. 46-8; 69 (Publicação IPT 1184).
- PAULA e SILVA, F., CHANG, H. K. & CAETANO-CHANG, M. R. (2003) – Perfis de referência do grupo bauru (K) no estado de São Paulo. *Geociências*, São Paulo, UNESP, 22, p. 21-32.
- RICCOMINI, C. (1997) – Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da bacia Bauru no estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 27, p. 153-162.
- ROSS, J. L. S. & MOROZ, I. C. (1996) – Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. *Revista do Departamento de Geografia*, São Paulo, 10, p. 41-56.
- SANTOS, C. A. M. (2009) – O relevo e o sistema de afastamento e tratamento de esgoto da cidade de Marília-SP. 196 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente.
- SOARES, P. C., LANDIM, P. M. B., FULFARO, V. J. & SOBREIRO NETO, A. F. (1980) – Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Revista Brasileira de Geociências*, 10, p. 177-185.
- SUGUIO, K. (1973) – Formação Bauru: calcários e sedimentos detríticos associados. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese Livre Docência, 2v.

ASPECTOS GERAIS DA ÁREA CÁRSTICA DE AURORA DO TOCANTINS (BRASIL)

GENERAL ASPECTS OF KARST AREA OF AURORA DO TOCANTINS (BRAZIL)

F. Moraes¹

Resumo – Além de toda importância sócio-cultural, o relevo cárstico, ou sistema cárstico, constitui importante ferramenta para se entender a fisiologia da paisagem atual, além de fornecer indícios acerca da paleogeografia e paleoclimatologia. No estado do Tocantins existem apenas poucos trabalhos, de natureza descritiva, acerca do relevo cárstico, tendo sua maioria sido desenvolvida na região do extremo sudeste do estado, com destaque para as cidades de Dianópolis e Aurora do Tocantins, que apresentam grande potencial para a ocorrência de cavernas. O presente estudo busca fazer uma descrição dos aspectos geomorfológicos da área cárstica de Aurora do Tocantins; além de tecer alguns comentários acerca do uso e ocupação no entorno das cavernas dessa área no norte do Brasil. Foram realizados trabalhos de campo na área cárstica denominada Aurora do Tocantins, pelo fato de ter como base de apoio a cidade homônima. Durante esses trabalhos foi feita uma caracterização geral do exocarste e do endocarste, com anotações das principais feições espeleológicas e uso da terra. Foram ainda feitas considerações sobre o estado de conservação das cavernas da área estudada. De maneira geral, os resultados apontaram que a maioria das cavidades se desenvolve sobre rochas calcárias do Grupo Bambuí e estão em áreas dominadas por agricultura e pastagens. A presença de água no interior das cavidades dá indícios de que as mesmas encontram-se em franco processo de desenvolvimento. No tocante às intervenções antrópicas, pode-se notar que algumas feições como dolinas e fendas calcárias têm sido utilizadas para a disposição irregular de lixo.

Palavras-chave – Geomorfologia cárstica; Cavernas; Tocantins; Brasil

Abstract – In addition to all its socio-cultural importance, the karst relief, or karst system, is an important tool for understanding the present landscape physiology, and provides clues about paleogeography and paleoclimatology. In the Tocantins state descriptive studies about the karst

¹ Rua 03, Q. 17, s/n, Jardim dos Ipês, Porto Nacional – TO – Brasil; morais@uft.edu.br

relief are scarce, having most of them been developed in the region of extreme southeast of the state, especially in the Dianópolis and Aurora do Tocantins cities, which have great potential for the occurrence of caves. This study seeks to provide a description of the geomorphological aspects of the karst area of Aurora do Tocantins, and to present several comments about the land use in the vicinity of the caves of this area in northern Brazil. Fieldwork has been carried out in the karstic area named Aurora do Tocantins, using as support the homonymous city. During this work, a general characterization of the exokarst and endokarst has been done, and the major speleological features and land use have been pointed out. The state of conservation of caves in the studied area was also considered. Overall, the results indicated that most cavities grows on limestone rocks of the Bambuí Group and are located in areas dominated by agriculture and pasture. The presence of water inside the cavities provides evidence that their development process are in progress. With regard to human interventions, it may be noted that some features as dolines and cracks has been used for the illegal waste disposal.

Keywords – Karst geomorphology; Caves; Tocantins state; Brazil

1 – Introdução

Desde a antiguidade, as cavernas e seu entorno têm sido utilizados para diversos fins. Locais de realização de cultos religiosos, sepultamentos e abrigo contra intempéries são algumas das mais antigas utilizações destes ambientes pelos seres humanos. Uma das características do ambiente espeleológico refere-se às pinturas rupestres, que representam uma tentativa do homem registrar as características fisiográficas do espaço habitado, além da organização sócioespacial de seu cotidiano (LINO, 2001).

Dentre os vários estudos pioneiros feitos no Brasil, destacam-se aqueles realizados por naturalistas estrangeiros, como Peter Wilhelm Lund (séc. XIX) e Richard Krone (séc. XX), nos estados de Minas Gerais e São Paulo, respectivamente.

KARMANN & SÁNCHEZ (1979) apresentaram uma distribuição das províncias espeleológicas no Brasil, apontando a região do extremo sudeste do estado do Tocantins, com destaque para Dianópolis e Aurora do Tocantins, como sendo uma área com grande potencial para a ocorrência de cavernas.

Os trabalhos na região inicialmente visavam apenas a exploração, mapeamento e catalogação de cavernas. Contudo, mais recentemente, estas pesquisas começaram a tomar caráter mais científico, com a participação de professores e alunos de graduação e pós-graduação de várias universidades brasileiras, contabilizando mais de uma centena de cavernas descobertas e cadastradas até janeiro de 2012.

O presente estudo busca fazer uma descrição dos aspectos físicos da área cárstica de Aurora do Tocantins, além de tecer alguns comentários acerca do uso e ocupação no entorno das cavernas dessa área no norte do Brasil.

2 – Área de estudo

A área cárstica de Aurora do Tocantins está situada na porção sudeste do estado do Tocantins, na região norte do Brasil. Os levantamentos realizados neste trabalho estão compreendidos em uma área de 6099,58 km², entre os paralelos 12°10'00"S e 13°05'00"S e

os meridianos 46°10'00"W e 46°50'00"W, envolvendo as sedes municípios de Taguatinga, Aurora do Tocantins, Lavandeiras, Combinado e Novo Alegre, além de cobrir uma parte do município de Campos Belos, no estado de Goiás.

De acordo com a SEPLAN (2008), o clima da região é considerado Sub-úmido Seco com moderada deficiência hídrica no inverno. Apresenta precipitações médias anuais entre 1400 e 1600mm e temperatura média anual variando entre 25 e 27 °C.

No que diz respeito à geologia, a área de estudo situa-se nos domínios da Bacia Sedimentar Sanfranciscana, com ocorrência das seguintes unidades geológicas da base para o topo: Complexo Almas-Cavalcante (Embasamento Cristalino), Grupo Bambuí, Grupo Urucuaia, Grupo Areado e Depósitos Aluvionares Recentes.

Segundo CAMPOS & DARDENE (1997), o Grupo Urucuaia data do Cretáceo e é composto pelas formações Posse e Araras, sendo constituído por arenitos, com níveis de pelitos, arenitos conglomeráticos e ocorrências de conglomerados. Na área cárstica de Aurora do Tocantins, este grupo é mais visível na porção leste, nos afloramentos que compõem a Serra Geral, mas também pode ser notado em vários outros pontos região.

De acordo com SOUZA *et al.* (2004), o Grupo Bambuí, de idade neoproterozóica, é composto por calcarenitos, dolomitos, ritimitos, margas, argilitos, siltitos, arcoses e calcários, que compõem o Subgrupo Paraopeba, que se distribui por grande parte da área de estudo e comporta a maioria das feições cársticas.

A geomorfologia da área é dominada por um pediplano degradado inumado, que constitui a Serra Geral. Esta serra constitui o Planalto Divisor das Bacias Hidrográficas dos rios São Francisco e Tocantins (Fig. 1). Segundo BRASIL (1982), esse tipo de modelado constitui-se de formas aplanadas parcialmente conservadas, tendo sido remoldadas em função das mudanças no sistema morfogenético. Escarpas separam este modelado das formas de dissolução, constituindo uma superfície de aplanamento retocada inumada, que passou por vários eventos de retomada dos processos erosivos, dando-lhes uma morfologia dominada por planos inclinados e levemente côncavos em alguns lugares. Tais fases de retomada erosiva são denunciadas pela presença de cobertura detrítica e encouraçamentos, que podem ser vistos, principalmente, na porção centro-leste da área de estudo.



Fig. 1 – Escarpas da Serra Geral, porção leste da área de estudo.

Os modelados de dissolução, presentes na área, podem ser divididos em três classes, carste coberto, carste em exumação e carste descoberto. As formas cobertas e em processo de exumação ocorrem principalmente na porção centro-leste da área, tornando-se menos visíveis à medida que se aproximam da Serra Geral. Já o carste descoberto, que é caracterizado por formas como lapiás, dolinas, uvalas, poljés e cavernas, dentre outras feições, é mais visível na porção central, com grandes afloramentos distribuídos no sentido sul-norte, além de ocorrerem também na porção sudoeste da área de estudo. Ocorrem ainda, de maneira pontual, planícies de acumulações recentes. Segundo BRASIL (1982), essas áreas correspondem aos pontos de acumulação fluvial, caracterizados como várzeas, que são propícias a inundações periódicas em função dos regimes fluviais das drenagens da bacia hidrográfica a que pertencem.

3 – Exocarste

O exocarste pode ser entendido como o conjunto de formas que caracterizam ou individualizam o relevo cárstico quando comparado às formas de relevo circunvizinhas. Mesmo sabendo da possibilidade de classificação do sistema cárstico em sua totalidade, buscou-se aqui apontar apenas as formas superficiais mais típicas desse tipo de relevo, como os lapiás (*karren*), as dolinas, os poljes e os maciços calcários.

Os lapiás ou *karren*, como têm sido ultimamente chamados no Brasil, são feições de dissolução quase sempre de pequenas dimensões, que podem se desenvolver no exocarste, epicarste e endocarste (FORD & WILLIAMS, 2007). Uma classificação detalhada dessas feições foi elaborada por BÖGLI (1980), que definiu três grandes grupos de lapiás baseado em suas características genéticas (*free karren*, *half free e covered karren*). FORD & WILLIAMS (2007) apresentam uma classificação dos lapiás baseada em sua forma (formas circulares em planta, formas lineares controladas por fraturas, formas lineares hidrodinamicamente controladas e formas poligenéticas).

Na área cárstica de Aurora do Tocantins ocorrem lapiás das mais diversas naturezas, com destaque para os lapiás verticais (*rillenkarren*) e os lapiás horizontais (*Schichtenkarren*), além de lapiás em pináculos (*Spitzenkarren*), em menor quantidade.

Dolinas são apontadas por FORD & WILLIAMS (2007) como depressões cársticas de dimensões pequenas a intermediárias, podendo ter sua gênese ligada a fatores tanto climáticos quanto estruturais. Durante os trabalhos de campo, foi possível notar que as dolinas se distribuem por toda a área estudada, sendo mais notáveis na porção central, nas proximidades da cidade de Aurora do Tocantins. No extremo noroeste da área, ocorrem diversas lagoas conectadas a canais de primeira ordem dos tributários do rio Ponte Alta (Fig. 2). Pelo formato das lagoas e pela coloração de suas águas, pode-se inferir que as mesmas são de origem cárstica (dolinas alargadas). Contudo, para a confirmação dessa hipótese se faz necessário a confirmação de campo, além de estudo geológico mais detalhado acerca da batimetria e estratigrafia de fundo dessas lagoas.

Os poljes podem ser entendidos como grandes depressões de base plana com planícies de dissolução em seu interior (FORD & WILLIAMS, 2007). PALMER (2007, p. 412) ressalta que tais planícies de dissolução geralmente constituem o nível de base local e podem ser comparadas às planícies de inundações dos vales fluviais maduros.



Fig. 2 – Lagoas (cársticas?) situadas na porção noroeste da área de estudo
(Fonte: GoogleEarth, 2004).

Na área estudada, três poljes chamam a atenção, um onde se situa o núcleo urbano de Aurora do Tocantins (Fig. 3), outro situado a aproximadamente 7 km da cidade de Combinado (lado esquerdo da pista, no sentido Combinado – Aurora do Tocantins) e um terceiro grande polje, com mais de 5 km em sua maior extensão interior, na porção centro-leste da área (coordenadas geográficas S 12° 45'35" e W 46° 43' 19"), entre o córrego Tiúba e a Serra do Canabraval.



Fig. 3 – Polje envolvendo a área urbana de Aurora do Tocantins
(Foto: Acervo da SBE).

4 – Uso e ocupação do solo

Com intuito de compreender como se dá o uso e ocupação da terra na área cárstica de Aurora do Tocantins, foi elaborado um mapa temático que aponta as principais formas de aproveitamento do solo na região. Para tanto, foram utilizadas imagens do satélite

Landsat 5 sensor TM (*Thematic Mapper*), com resolução espacial de 30 metros, referentes ao mês de abril do ano de 2010.

458

Após as correções geométricas, utilizando como base de tela as imagens ortoretificadas disponibilizadas pela Secretaria de Planejamento do Estado do Tocantins, foram inseridas em um banco de dados geográficos através do *software* gratuito SPRING 5.1.7.

Com uso da composição colorida das bandas 5(R) 4(G) 3(B), foi feita a segmentação da imagem em cinco classes temáticas: agricultura/pastagens, vegetação natural, afloramentos rochosos, solo exposto e área urbana.

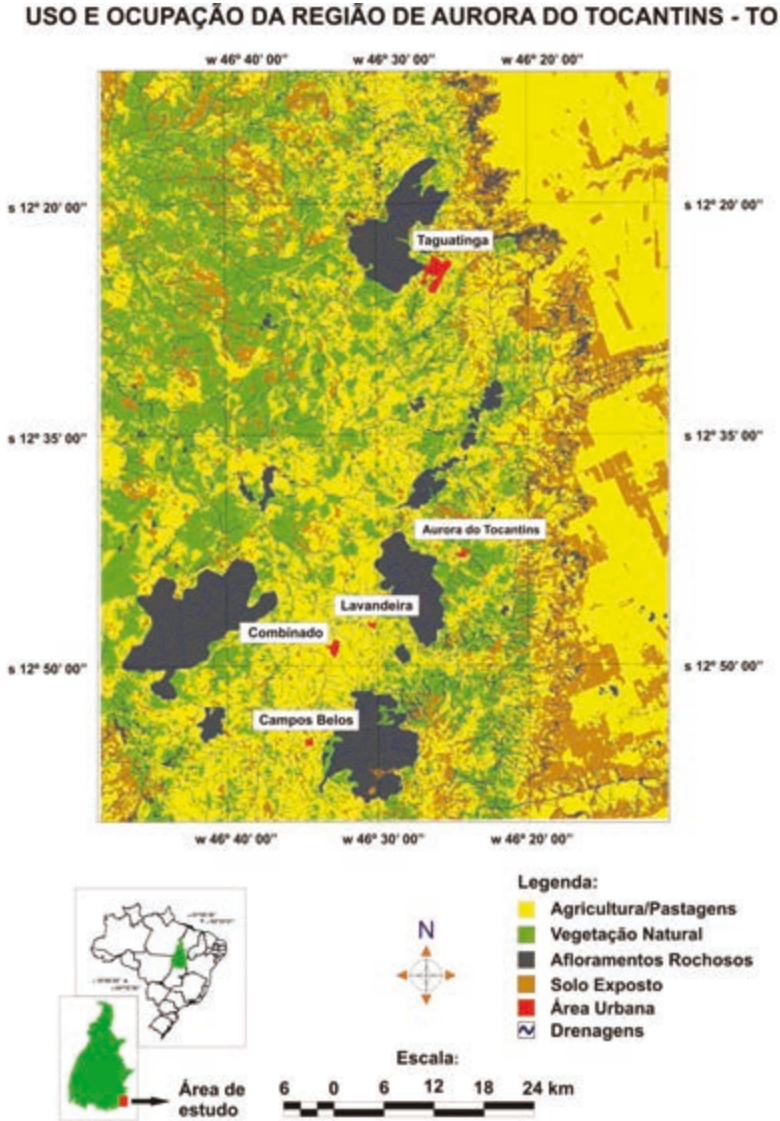


Fig. 4 – Mapa de uso e ocupação do solo na área cárstica de Aurora do Tocantins.

O mapa de uso e ocupação mostra que os maiores afloramentos calcários estão situados na porção central da área, distribuídos no sentido sul-norte, além de uma grande ocorrência na porção sudoeste (Fig. 4). No mesmo mapa é possível notar que grande parte da área é destinada ao uso agrícola, com destaque para a porção oeste, onde as plantações de soja nos platôs da Serra Geral dominam a paisagem. O desmatamento nesta área tem preocupado a população local, tendo em vista que ali se localiza grande parte das nascentes dos cursos fluviais que abastecem a região.

5 – Endocarste

As dez maiores cavernas estudadas na região estão situadas na porção central da área (Tabela 1). Isso se deve ao fato de quase todas as expedições terem como base de apoio a cidade de Aurora do Tocantins.

Tabela 1 – Lista das dez maiores cavernas da área de estudo segundo os dados da Sociedade Brasileira de Espeleologia.

Nome	Coordenadas Geográficas	Litologia	Altura do afloramento rochoso	Desenvolvimento Linear
Gruta dos Moura	S 12°34'537'' W 46°30'586''	Calcário	-60m	1.000m
Caverna D. Conceição	S 12°36'602'' W 46°24303''	Calcário	-40m	-----
Gruta do Culto	S 12°37'070'' W 46°26'006''	Calcário	-70m	649,20m
Gruta do Mistério	S 12°39'262'' W 46°26'447''	Calcário	-60m	490m
Gruta do Arco do Mocambo	S 12°47'081'' W 46°27'416''	Calcário	-40m	300m
Toca da Onça do Mocambo	S 12°47'027'' W 46°26'444''	Calcário	-60m	400m
Gruta das Rãs	S 12°41'371'' W 46°24'243''	Calcário	-20m	602,30m
Gruta Sabiá	S 12°42'311'' W 46°23'517''	Calcário	-30m	197,10m
Gruta da Guariroba	S 12°40'531'' W 46°23'537''	Calcário	-40m	322,70m
Gruta Cachoeira	S 12°40'515'' W 46°24'038''	Calcário	-45m	392,60m

Essas dez cavernas foram exploradas, visando identificar as principais características acerca de suas dimensões, Geoespeleologia, Bioespeleologia e ciências afins como Arqueologia e Paleontologia, além de anotações das principais intervenções antrópicas nas cavernas e seu entorno.

Em todas as cavernas foi constatada a presença de água, principalmente gotejamentos, indicando que as mesmas ainda estão em processo de evolução. As grutas da Cachoeira e

da Guariroba apresentam água corrente (rio subterrâneo), enquanto a gruta das Rãs possui um pequeno lago em seu interior.

Os espeleotemas mais comuns encontrados nas cavernas visitadas foram estalactites, estalagmites, colunas, travertinos, microtravertinos, cortinas e escorrimentos. Entre os menos comuns, pode-se destacar a ocorrência de helictites, clavas e microtravertinos com calcita cintilante. Em algumas cavernas foi constatada a presença de *scallops*, indicando comportamento turbulento do fluxo subterrâneo (TRAVASSOS, 2007).

Os principais animais observados na parte interna das cavidades foram, em sua maioria, animais dos grupos: insecta, araneae, opiliones, moluscos, anfíbios e mamíferos (morcegos hematófagos, frugívoros e insetívoros). Na Gruta do Culto, observou-se répteis não encontrados em nenhuma outra cavidade da área (*Amphisbeanee alba*), espécie de difícil visualização devido aos seus hábitos fossórios. Na caverna D. Conceição, foi possível observar dois tipos de fauna: araneae e ave (*Tyto alba*).

Sobre as ocorrências arqueológicas, pode-se destacar apenas algumas pinturas rupestres (tradições não identificadas) ocorrentes na Gruta dos Moura. Já a paleontologia da área apresenta grande potencial, com descoberta de novas espécies e possibilidades para várias pesquisas futuras (OLIVEIRA, *et al.*, 2011). Várias escavações foram realizadas, e o material coletado encontra-se em fase de identificação.

6 – Considerações finais

O presente trabalho constitui uma breve abordagem sobre os aspectos gerais da área cárstica de Aurora do Tocantins. Vale ressaltar que este estudo é parte de um projeto mais abrangente, que visa a caracterização física das cavernas da porção centro-sul do estado do Tocantins.

Após os trabalhos de campo e laboratório, foi possível tecer algumas considerações acerca das feições cársticas da área estudada:

Pode-se notar que a maioria das cavernas apresenta água em seu interior, principalmente gotejamentos, contribuindo para o processo de dissolução dos maciços calcários e, conseqüentemente, para a deposição de espeleotemas.

Em algumas cavernas, como a Gruta Cachoeira e a Gruta dos Moura, pode-se observar a ocorrência de condutos com dois níveis, indicando que houve, durante o desenvolvimento da cavidade, uma mudança no nível de base local.

De maneira geral, a área possui seu uso dominado por agricultura e pastagens, merecendo destaque a porção leste, que apresenta grandes plantações de soja. Neste tipo de monocultura extensiva costuma-se fazer uso de defensivos agrícolas, o que aumenta o potencial para a degradação dos recursos hídricos dessa área, que é de grande importância para recarga hídrica da porção leste da bacia do rio Tocantins, um dos maiores do Brasil.

Dessa forma, entende-se que este é apenas um primeiro passo de uma longa caminhada rumo ao entendimento da dinâmica da paisagem do carste da região sudeste do estado do Tocantins.

Agradecimentos – O presente estudo foi desenvolvido com auxílio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq na forma de bolsa de

produtividade em pesquisa, processo nº 314759/2009-3. O autor agradece aos membros do Tocantins Espele Grupo pela ajuda nos trabalhos de campo.

Referências Bibliográficas

461

- BÖGLI, A. (1980) – Karst hydrology and physical speleology. Berlin/New York: Springer.
- BRASIL – Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral (1982) – Projeto RADAMBRASIL. Folha SD 23 Brasília; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 660 p.
- CAMPOS, J. E. G. & DARDENE, M. A. (1997) – Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: Uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 27, p. 269-282.
- FORD, D. C. & WILLIAMS, P. W. (2007) – Karst geomorphology and hidrology. United Kingdom: Wiley.
- KARMANN, I. & SÁNCHEZ, L. E. (1979) – Distribuição das rochas carbonáticas e Províncias espeleológicas do Brasil. *Espeleo-Tema*, 13, p. 105-167.
- LINO, C. F. (2001) – Cavernas: O Fascinante Brasil Subterrâneo. São Paulo, Editora Gaia.
- OLIVEIRA, E. V., NOVA, P. V., GOIN, F. J. & AVILLA, L. S. (2011) – A new hyladelphine marsupial (*Didelphimorphia*, *Didelphidae*) from cave deposits of northern Brazil. *Zootaxa*, p. 1-12.
- PALMER, A. N. (2007) – Cave geology. Cave Books, 454 p.
- SEPLAN (SECRETARIA DO PLANEJAMENTO E MEIO AMBIENTE) (2008) – Atlas do Tocantins: subsídios ao planejamento da gestão territorial. Diretoria de Zoneamento Ecológico-Econômico – DZE. 4 ed. Palmas, 49 p.
- SOUZA, J. D., KOSIN, M., HEINECK, C. A., LACERDA FILHO, J. V., TEIXEIRA, L. R., VALENTE, C. R., GUIMARÃES, J. T., BENTO, R. V., BORGES, V. P., SANTOS, R. A., LEITE, C. A., NEVES, J. P., OLIVEIRA, I. W. B., CARVALHO, L. M., PEREIRA, L. H. M. & PAES, V. J. C. (2004) – Folha SD.23-Brasília. In: Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J. H.; Santos, J. O. S.; Abram, M. B.; Leão Neto, R.; Matos, G. M. M.; Vidotti, R. M.; Ramos, M. A. B. e Jesus, J. D. A. (eds.). Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas – SIG, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM.
- TRAVASSOS, L. E. P. (2007) – Caracterização do carste da região de Cordisburgo, Minas Gerais. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação em Geografia – Tratamento da Informação Espacial. Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, 98 p.

(Página deixada propositadamente em branco)

DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DO RIO MACAÉ NAS ÁREAS DE CONFLUÊNCIA (RIO DE JANEIRO, BRASIL)

GEOMORPHOLOGICAL DYNAMIC OF MACAÉ RIVER AT CONFLUENCE AREAS (RIO DE JANEIRO, BRAZIL)

M. S. Marçal¹, P. A. Souza², J. C. Sessa³ & L. L. Costa⁴

Resumo – O sistema hidrográfico da Bacia do Rio Macaé, no norte do Estado do Rio de Janeiro, drena uma área de 1.765 km² e, entre as décadas de 1940 e 1980, o rio Macaé e alguns dos seus afluentes tiveram seus canais retificados pelo extinto DNOS (Departamento Nacional de Obras e Saneamento). O artigo apresenta o resultado do monitoramento dos processos de erosão e sedimentação no canal Macaé através de seções transversais nas áreas de confluência e avalia, de forma qualitativa, as tendências do canal frente às novas condições impostas. Foram selecionadas quatro desembocaduras, sendo implantadas sete seções transversais. As medidas foram realizadas semestralmente, meses de abril (período chuvoso) e outubro (período seco), e ocorreram entre outubro de 2007 a outubro de 2011. Utilizaram-se dados das estações Pluvio-Fluviométricas da Hidroweb-ANA, localizadas próximo à nascente do rio Macaé. Os resultados mostram que a contribuição média de sedimentos das diferentes sub-bacias no canal principal do rio Macaé é realizada de forma bastante variada, denotando contribuições que variam de acordo com as características físicas e morfométricas de cada sub-bacia e da capacidade de transporte de sedimentos. Os quatro maiores afluentes ao canal Macaé apresentaram influencia na dinâmica erosiva e deposicional, porém no setor retificado da bacia, essa influencia acarretou transformações mais significativas, gerando processo de mobilização de sedimentos de forma anômala, em relação às outras áreas observadas.

¹ Departamento de Geografia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, 21941-972 Rio de Janeiro, Brasil; monicamarcal@ufrj.br

² Aluna de Mestrado do PPGG, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil; amadeupilar@gmail.com

³ Aluno de Graduação do Departamento de Geografia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil; jusessaufjr@gmail.com

⁴ Aluno de Graduação do Departamento de Geografia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil; lucas.dos.santos.10@gmail.com

Palavras-chave – Processos Geomorfológicos; Seção transversal ao canal; Rio Macaé; Brasil

464

***Abstract** – The fluvial system of Macaé Basin, located in the north of Rio de Janeiro, State of Brazil, drains an area of 1.765 km² and, between 1940s and 1980s, the Macaé river and some of its tributaries had their channels rectified accomplished by the former DNOS – National Department of Works and Sanitation). The paper presents results of the monitoring processes of erosion and sedimentation in the Macaé channel through transversal cross-section of channel at confluences' areas and assess in a qualitatively way the tendency of the channel due to the new conditions imposed on the system. Seven cross-sections were selected and implemented. The measurements were performed every six months, in March (rainy season) and October (dry season) and it occurred between October 2007 and October 2011. We used data from the Pluvio-Fluviometric stations HIDROWEB-ANA, located near the source of the Macaé. The results show that the average contribution of different sediment from sub-catchments of Macaé River is performed in a quite varied way, denoting contribution according to the morphometric and physical characteristic of each sub-basin and its capacity of sediment transport. The four major tributaries of Macaé channel showed influence on the erosive and deposition dynamic geomorphologic processes of the river, but in the rectified sector of the basin, this influence led to more significant transformations, generating abnormal processes of sediments mobilization in relation to other areas.*

***Keywords** – Geomorphic Process; Cross-Section Channel; Macaé River; Brazil*

1 – Introdução

As intervenções antrópicas nos sistemas hidrográficos têm sido uma realidade crescente há mais de um século nas bacias de drenagem localizadas ao norte do Estado do Rio de Janeiro, região sudeste do Brasil. Dentre os maiores efeitos advindos das intervenções pode-se citar o aumento da carga sedimentar nos canais fluviais proporcionando, a médio e longo prazo, problemas ambientais como assoreamento e/ou enchentes em partes variadas das bacias hidrográficas.

Na medida em que o rio sofre alterações no seu leito natural há um incremento da ação erosiva nas partes altas da bacia, caracterizando a compensação flúvioerosiva no sistema hidrográfico como um todo (CHRISTOFOLETTI, 1981). E isso seria uma espécie de compensação no balanço dos processos erosivos e deposicionais no sistema hidrográfico. Ou seja, nova carga de distribuição de sedimentos é introduzida no sistema e distribuída de forma irregular, no tempo e no espaço, e controladas pela variação climática da região, que vão variar de acordo com as características dos subsistemas existentes, que no caso as interações entre os tributários com o canal principal.

A Bacia do rio Macaé está situada na região norte fluminense entre as coordenadas 22° 7' 20,38" N/ 22° 27' 17,82" S/ 42° 34' 32,53" W/ 41° 42' 6,06" E, Datum SIRGAS 2000 (Fig.1). Possui área de 1.765 km² e o rio principal, que dá nome a bacia, é considerado o maior em extensão dentro do estado, percorrendo 136 quilômetros da nascente, localizada na vertente sul da Serra do Mar, no Município de Nova Friburgo, até desaguar no Oceano Atlântico, próximo a cidade de Macaé.

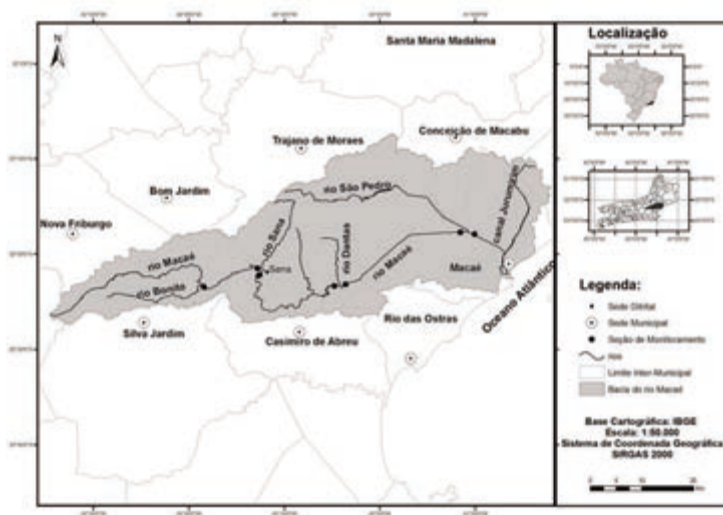


Fig. 1 – Mapa de Localização da Bacia do rio Macaé, Rio de Janeiro, Brasil.

Durante as décadas de 1940 e 1980, o extinto Departamento Nacional de Obras e Saneamento (DNOS) realizou obras de retificação nos canais fluviais da planície de inundação, com objetivo de minimizar os problemas ambientais nestas regiões de baixadas pantanosas, e permitir o desenvolvimento da atividade agropecuária. Vários trechos de rios foram alterados pelas obras, que transformaram completamente o traçado natural do rio Macaé e, subsequentemente, as feições fluviais que outrora ocorriam, restando nos canais retilíneos pouquíssimos obstáculos ao fluxo d'água.

Desde o ano de 2002, pesquisas sobre os processos geomorfológicos, pretéritos e atuais, responsáveis pela dinâmica de evolução da Bacia do rio Macaé, vêm sendo desenvolvidas pelo grupo de geomorfologia fluvial do Laboratório de Geomorfologia Ambiental e Degradação dos Solos (LAGESOLOS/UFRJ). O presente artigo visa apresentar o resultado do monitoramento das seções transversais ao canal Macaé, realizados nas confluências dos principais tributários, e avaliar o comportamento dos processos geomorfológicos e a tendência do canal frente às novas condições imposta ao sistema. A distribuição dos sedimentos de fundo do canal foi avaliada, de forma qualitativa, em termos de remoção e sedimentação.

2 – Materiais e métodos

Para o monitoramento foram selecionadas quatro desembocaduras de rios tributários, sendo implantadas sete seções transversais ao rio. Com exceção do rio Bonito, em todos os demais foram instaladas duas seções, uma à jusante e outra à montante, e cerca de 100 metros da confluência. As medidas ocorreram no rio Macaé, na confluência com os rios tributários Bonito, Sana, D'Antas e São Pedro (Fig.1).

Tendo como base as metodologias apresentadas por OLSON-RUTZ & MARLOW (1992) e por OLIVEIRA & MELO (2007), em cada ponto de monitoramento foram

colocadas estacas nas margens do rio e instrumentadas com tubos de aço galvanizado fincados, nivelados com nível de bolha e cimentados. A partir das extremidades dos tubos de aço foram tensionados cabos de aço, por onde foram tomadas as medidas da calha fluvial até a lâmina d'água, em intervalos de 50 em 50 cm. As medidas da profundidade do canal foram tomadas com trena de aço, apropriada para este fim, igualmente em intervalos de 50 cm, a bordo de um barco e com o uso do *Ecobatímetro*, que permite a leitura dos dados em seção linear.

As medidas são realizadas semestralmente, sempre nos meses de março (final do período chuvoso) e outubro (final do período seco), e serão apresentadas aqui informações dos períodos entre outubro de 2007 a outubro de 2011. Com o intuito de subsidiar a análise dos perfis transversais, foram obtidos dados da estação Pluvio-Fluviométrica “Fazenda São João”, através do *site* HIDROWEB (2005), localizada próximo à nascente do rio Macaé, acerca de 1.400 m de altitude.

3 – Resultados e discussões

As informações obtidas através das seções transversais ao canal Macaé mostram que a contribuição média de sedimentos das diferentes sub-bacias é realizada de forma bastante variada, e variam de acordo com as características físicas e morfométricas de cada sub-bacia e da capacidade de transporte de sedimentos. Nas áreas de confluências observam-se trechos com alta capacidade de retenção de sedimentos, desenvolvendo ilhas vegetadas e barras longitudinais, enquanto em outras há total ausência das ocorrências de feições ou de retenção de sedimentos no canal, mesmo em áreas onde os canais não estão retificados. Os dados obtidos nas áreas de confluência ao canal Macaé e monitorados entre os anos de 2007 a 2011 foram avaliados, sendo apresentados, a seguir, os ajustes ocorridos nas seções transversais.

3.1 – Rio Macaé – confluência com rio São Pedro

Neste trecho, tanto o rio Macaé como o rio São Pedro apresentam o canal modificado pela obra de retificação. Devido ao encurtamento do comprimento do canal, e consequente aumento do gradiente de declividade do perfil longitudinal, as obras aceleram o escoamento das águas em eventos de cheias e diminuem as áreas alagadas e, com isso, levam a remoção das feições geomorfológicas do rio, para que estas não causassem obstáculos ao escoamento das águas. Estes procedimentos desencadearam uma série de ajustes na dinâmica de deposição e erosão.

O rio São Pedro é o maior afluente do rio Macaé e está localizado em sua margem esquerda, no baixo curso do rio Macaé. A Fig.2 apresenta o monitoramento das seções transversais localizadas à montante da confluência (Ponto de Monitoramento 2), e a Fig.3 o monitoramento das seções transversais localizadas à jusante da confluência (Ponto de Monitoramento 3), conforme localização na Fig.1.

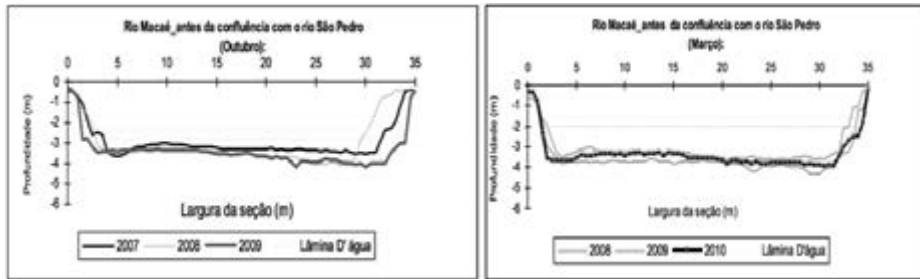


Fig. 2 – Seções transversais ao canal Macaé, montante da confluência com rio São Pedro.

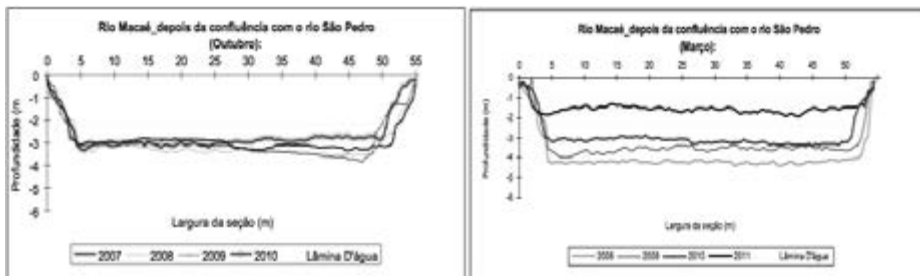


Fig. 3 – Seções transversais ao canal Macaé, jusante da confluência com rio São Pedro.

A seção transversal à montante da confluência teve pouca modificação na sua forma, mantendo profundidade média de 3 a 4 metros, havendo alterações na margem direita do canal, com acentuada erosão no período de outubro de 2009. Já na seção transversal à jusante da confluência as maiores alterações foram nas profundidades do canal, onde estas se alternaram de 3 a 3,5 metros e de 4 a 2 metros no período menos chuvoso (outubro) e mais chuvoso (março), respectivamente. Observa-se que há maior mobilização de sedimentos de fundo do canal na seção à jusante, em função do aporte de sedimentos vindo do rio São Pedro.

De acordo com BROOKES (1988), os canais retificados costumam apresentar grandes amplitudes entre a vazão máxima e mínima, em função da velocidade do escoamento, sendo intensificados, também, os processos de erosão e sedimentação. Ressalta-se que as margens não apresentaram tanta erosão quanto nos trechos meândricos do rio, no entanto, a migração vertical do canal foi bastante pronunciada. Apesar de estar inserida em região com dinâmica de transferência e deposição de sedimentos finos, em função das obras de retificação, o canal apresenta capacidade de remoção de sedimentos grosseiros em função da largura e profundidade do seu leito.

O gráfico da série histórica das médias pluviométricas no período de 1960 a 2008 da Estação São João, localizada do alto curso do rio Macaé (Fig. 4) indica que de novembro a março, ocorre o período chuvoso, registrando as maiores médias pluviométricas e coincidindo com as estações primavera e verão. Em contrapartida, o período mais seco tem ocorrido durante os meses de abril a outubro, correspondendo às estações de outono e inverno.

A comparação do gráfico das médias pluviométricas junto com os perfis transversais indica uma relação direta entre a reposição de sedimentos de fundo do canal e as chuvas registradas nos meses de abril a outubro. No entanto, o gráfico da Fig. 5, sobre distribuição

pluviométrica mensal (meses de outubro e de março de 2007 a 2011) da Estação Pluviométrica Fazenda São João, aponta que os meses de outubro apresentaram variação no volume de chuvas mensais, indicando que no de 2009 foi acima da média, e isso pode explicar maior remoção dos sedimentos de fundo ou das margens do canal, para esse período.

Médias Pluviométricas

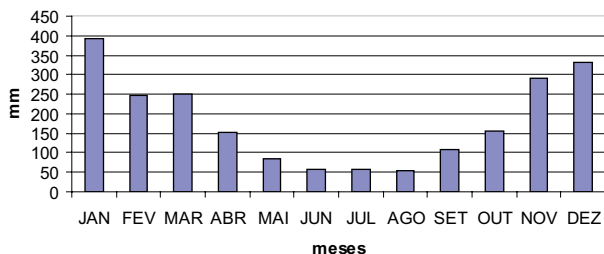


Fig. 4 – Médias Pluviométricas para a Bacia do Rio Macaé no período de 1968 a 2008. Estação Fazenda São João da Hidroweb-ANA (2005), localizada no alto curso.

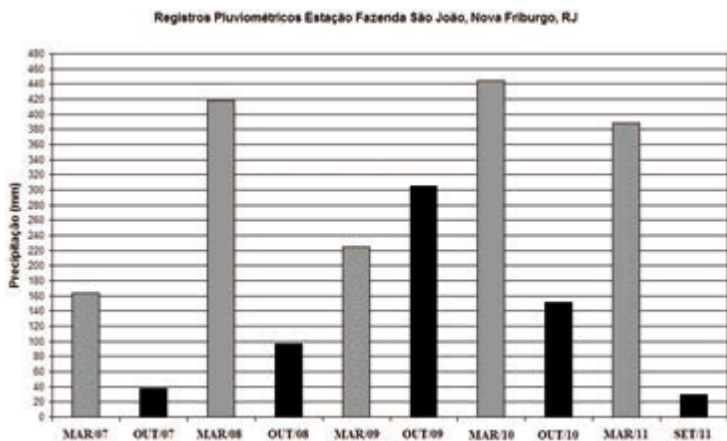


Fig. 5 – Distribuição pluviométrica mensal – Outubro e Março de 2007 a 2011. Estação Fazenda São João da Hidroweb-ANA (2005), localizada no alto curso.

3.2 – Rio Macaé – confluência com rio D'Antas

O rio D'Antas é afluente pela margem esquerda do rio Macaé e sua desembocadura se encontra acerca de 100 metros acima do início do trecho retificado do rio Macaé, no baixo curso da bacia. Nesse segmento, o rio desenvolve-se em ampla planície fluvial e o canal do rio D'Antas também foi retificado em aproximadamente 900 metros. A Fig. 6 apresenta o monitoramento das seções transversais localizadas à montante da confluência (Ponto

de monitoramento 7), e a Fig. 7 o monitoramento das seções transversais localizadas à jusante da confluência (Ponto de monitoramento 8), conforme localização na Fig. 1.

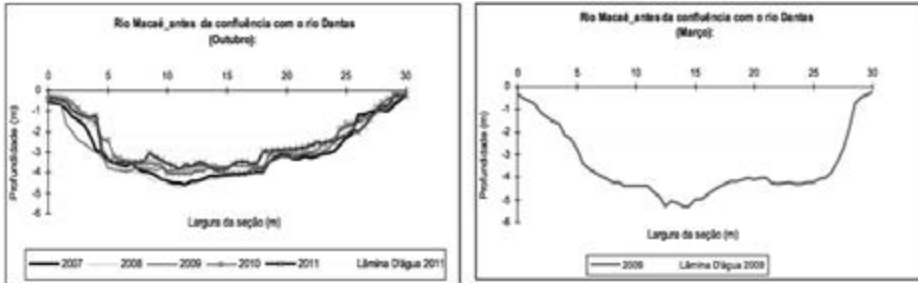


Fig. 6 – Seções transversais ao canal Macaé, montante da confluência com rio D'Antas.

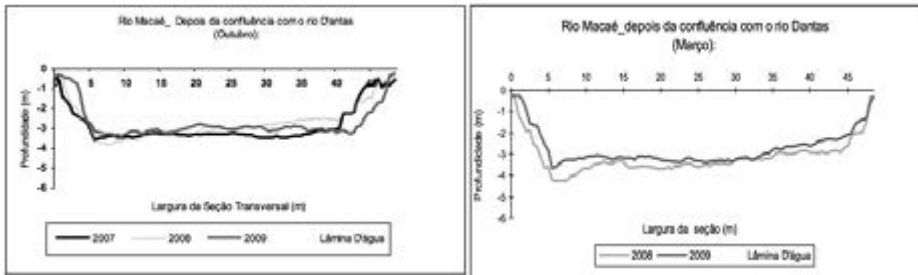


Fig. 7 – Seções transversais ao canal Macaé, jusante da confluência com rio D'Antas.

Na seção transversal à montante da confluência foi possível realizar um único monitoramento (março de 2009) devido ao fluxo intenso dificultando o manuseio dos equipamentos. Observa-se na Fig. 5 que, no ano de 2009, ao contrário dos demais, no mês de março choveu menos que no mês de outubro. No período analisado há baixa variação na migração vertical do rio, mantendo profundidade média de 4 a 3 metros, com tendência a sedimentação. A seção transversal à jusante da confluência apresenta, também, baixa variação na migração vertical do rio, mantendo profundidade média de 3 a 3,5 metros e de 3 a 4 metros no período mais chuvoso (março) e menos chuvoso (outubro), respectivamente. Em geral, ocorre tendência à sedimentação com pouca alteração nas margens. Observa-se que o rio Macaé apresenta um talvegue na margem esquerda, desencadeando gradativo processo de erosão desta margem e aprofundamento do talvegue.

3.3 – Rio Macaé – confluência com rio Sana

O rio Sana afluente também pela margem esquerda do rio Macaé, no seu médio curso, drena em áreas de escarpas extremamente íngremes, com grande densidade de canais

erosivos de primeira ordem. A região da sub-bacia possui suscetibilidade à erosão extremamente alta que caracteriza a região com elevado potencial de produção e aporte de sedimentos ao rio Macaé. A Fig. 8 apresenta o monitoramento das seções transversais localizadas à montante da confluência (Ponto de Monitoramento 5), e a Fig. 9 o monitoramento das seções transversais localizadas à jusante da confluência (Ponto de Monitoramento 6), conforme localização na Fig. 1.

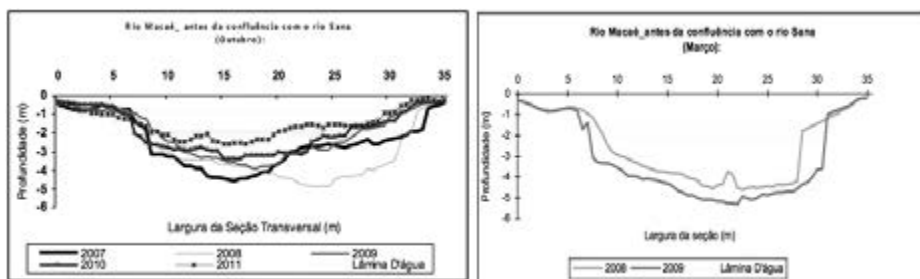


Fig. 8 – Seções transversais ao canal Macaé, montante da confluência com rio Sana.

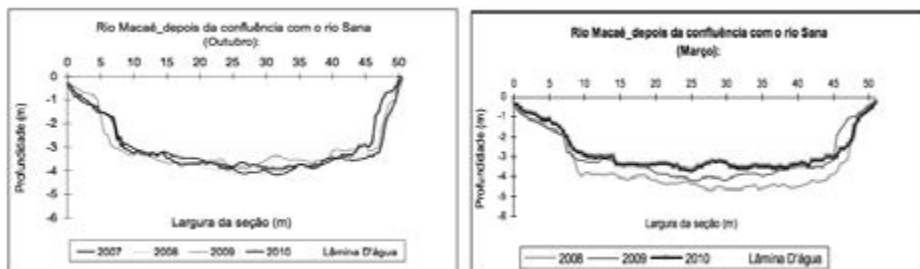


Fig. 9 – Seções transversais ao canal Macaé, jusante da confluência com rio Sana.

A seção transversal à montante da confluência esta localizada em área de depressão (conhecida localmente como poço), que faz com que a variação do nível d'água, nesse ponto, seja baixa em decorrência da zona de remanso formada. Essas áreas de fluxo tranqüilo em ambientes tipicamente de alta energia podem acumular sedimentos finos, que decantam durante estágios de baixa energia, mas que são imediatamente removidos durante as cheias (BRIERLEY & FRYIRS, 2005). Verifica-se, ainda, que existe um processo natural de sucessivas remoções e deposições, com tendência de aprofundamento do talvegue do rio, onde a profundidade varia de 4,5 a 5 metros no período mais chuvoso (março) e chega até 2 metros de profundidade no período menos chuvoso (outubro). Ressalta-se que, entre os meses de outubro de 2007 e março de 2009, houve um intenso processo erosivo na margem direita, podendo ser verificado um alargamento de quase 5 m de distância.

A seção transversal à jusante da confluência caracteriza-se pelo estabelecimento de ilhas fluviais, compostas por grande variedade granulométrica. Essas áreas costumam ser ativas durante as cheias, permitindo retrabalhar inclusive os sedimentos fixados às margens das ilhas. A profundidade do canal varia de 3 a 4 metros e de 3 a 5 metros no período mais chuvoso (março) e menos chuvoso (outubro), respectivamente, no qual o fundo migra verticalmente, apresentando um processo hidrológico ritmado de acumulação e remoção, observado durante o período de monitoramento. A análise do gráfico de pluviosidade indica uma relação direta com aumento na sedimentação no fundo do canal e as chuvas registradas no mês de outubro (Figs. 4 e 5). Observa-se que o maior aporte de sedimentos do rio Sana no canal Macaé se dá no período menos chuvoso, onde a área da seção transversal diminuiu sua profundidade em 2 metros, aproximadamente.

3.4 – Rio Macaé – confluência com rio Bonito

O rio Bonito nasce e desenvolve-se em condições bastante semelhantes às da nascente do rio Macaé, confluindo à sua margem esquerda, com acréscimo significativo de volume d'água. Percorre leito rochoso onde, na confluência dos rios, ainda no seu alto curso, possui cachoeiras e grandes exposições de rochas do embasamento e, devido à depressão que se forma o fluxo, é retido formando área de deposição com águas de fluxo baixa.

As condições de balneabilidade tornaram o local atrativo para turistas, sendo conhecido como “encontro dos rios”. Neste segmento, o rio Macaé encontra-se em vale confinado. Devido a dificuldade de acesso, o monitoramento da seção transversal foi realizado apenas à jusante da confluência (Ponto de Monitoramento 4), conforme as Fig. 10 e Fig. 1. Em função do confinamento e da elevada declividade do perfil longitudinal, a descarga do rio e sua capacidade de transporte são potencializados, mesmo a coluna d'água elevando-se poucos centímetros. São observadas poucas variações nas margens e em profundidade, com ocorrência de sedimentação na margem esquerda em outubro de 2010.

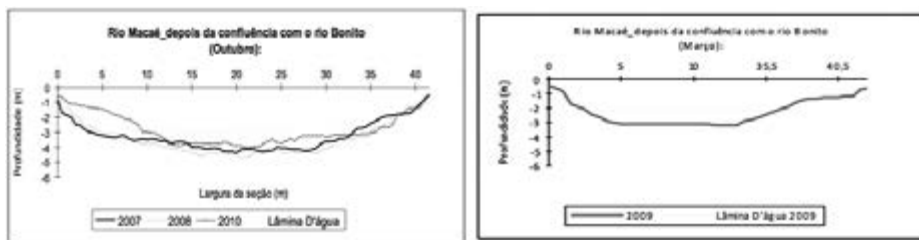


Fig. 10 – Seções transversais ao canal Macaé, à jusante da confluência com rio Bonito.

4 – Conclusões

No período analisado, os resultados obtidos através das estações de monitoramento, mostram que as sete seções analisadas mantiveram, em média, padrão morfológico semelhante,

apresentando, no entanto, variações maiores nas áreas à jusante das confluências. Nos períodos de cheia, o leito do canal é erodido, e nos períodos secos ocorre predominância de sedimentos no leito do canal. Observou-se, ainda, que os quatro maiores afluentes ao canal Macaé (rios Bonito, Sana, D'Antas e São Pedro) apresentaram influência na dinâmica erosiva e deposicional, porém no setor retificado da bacia, acarretou transformações mais significativas, gerando processo de mobilização de sedimentos de forma anômala, em relação às outras áreas observadas. Devido à retificação do canal, o volume de água aumentou, ocasionando maior remoção de sedimentos após a confluência com o rio São Pedro (retificado) no período chuvoso e um rápido entulhamento, no período seco. Todas as seções observadas apresentaram leito arenoso (a exceção da estação do rio Bonito no alto curso) e a morfologia compreendeu um ciclo de erosão e deposição equilibrada para o período monitorado, porém, será necessário a continuação do monitoramento para se observar de forma contínua as tendências de comportamento do sistema fluvial.

Referências Bibliográficas

- BRIERLEY, G. J. & FRYIRS, K. (2005) – *Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework*. Blackwell Publishing, Oxford, UK. 398 pp.
- BROOKES, A. (1988) – *Channelized Rivers: Perspectives for environmental management*. Wiley – Interscience. 326 p.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1981) – Geomorfologia fluvial. In: Blücher, E. (eds.), 313 p.
- OLIVEIRA, F. L. & MELLO, E. F. (2007) – A mineração de areia e os impactos ambientais na bacia do rio São João, RJ. *Revista Brasileira de Geociências*. Brasil, 2, p. 374-389.
- OLSON-RUTZ, K. L. & MARLOW, C. B. (1992) – Analysis and interpretation of stream channel cross-sectional data. *North American Journal of Fisheries Management*, United States, 1, p. 55-61.
- HIDROWEB – SISTEMA DE INFORMAÇÃO HIDROLÓGICA (2005) – “Dados Hidrológicos: séries históricas”. <http://hidroweb.ana.gov.br/> (consultado em 2011.11.16).

A IMPORTÂNCIA DO MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO COMO AUXÍLIO AO PLANEJAMENTO AMBIENTAL

THE IMPORTANCE OF GEOMORPHOLOGICAL MAPPING AS A TOOL TO ENVIRONMENTAL PLANNING

J. O. R. Nunes¹, M. Fushimi¹, C. A. M. dos Santos¹,
J. K. Hasegawa¹ & Q. D. da Silva²

Resumo – O mapa geomorfológico é considerado atualmente como importante instrumento na pesquisa da paisagem. As paisagens da área de estudo são constituídas, na sua maioria, por substrato geológico de rochas sedimentares das Formações Adamantina e Santo Anastácio (IPT, 1981). Geomorfológicamente, predominam os relevos de colinas amplas de topos suavemente ondulados (NUNES & FUSHIMI, 2010), e pedologicamente, os Latossolos Vermelhos e Argissolos Vermelho Amarelos (OLIVEIRA, 1999), que historicamente sem manejo adequado, formaram um sério quadro de degradações erosivas para a área de estudo. Assim, o presente trabalho tem como objetivo elaborar o mapeamento geomorfológico de parte do Extremo Oeste Paulista, utilizando técnicas de estereoscopia digital. Em relação aos procedimentos utilizados na elaboração do mapeamento geomorfológico, as principais referências são TRICART (1965) e ROSS (1992). Para elaboração do mapeamento geomorfológico tem-se aplicado a técnica de restituição – 3D, através das imagens ALOS/PRISM, da região de Presidente Prudente. As feições geomorfológicas são compiladas utilizando um estereoscópio de espelhos na frente do computador, colocando as marcas flutuantes (medição) sobre o ponto no estereomodelo e transmitindo para o arquivo de desenho, que são salvos com extensões “v3d” e “dxf”, no formato público do AutoCad (3D), respectivamente (HASEGAWA, 2010). Até o presente momento, foram digitalizadas algumas feições geomorfológicas, como os canais fluviais, os divisores d’água, e os limites entre os topos e as vertentes das colinas suavemente onduladas. Foram realizados também trabalhos de campo, para identificação dos tipos de

¹ Departamentos de Geografia e de Cartografia, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Estadual Paulista, Estado de São Paulo, Presidente Prudente, Brasil; joaosvaldo@fct.unesp.br; melinafushimi@yahoo.com.br; kiomarques@hotmail.com; hasegawa@fct.unesp.br

² Departamento de História e Geografia, Centro de Educação, Ciências Exatas e Naturais, Universidade Estadual do Maranhão, Estado do Maranhão, São Luis, Brasil; quesiasilva@ig.com.br

solos e formações geológicas, bem como as feições erosivas decorrentes do uso e ocupação inadequados do solo.

Palavras-chave – Mapeamento; Geomorfologia; Planejamento; Ambiente; Presidente Prudente-SP (Brasil)

Abstract – Nowadays, the geomorphological map is considered an important tool to landscape research. The landscapes in the study area mainly comprise sedimentary rocks from the Adamantina and Santo Anastacio Formations (IPT, 1981). Geomorphologically, reliefs of broad hills with lightly waved tops prevail (NUNES & FUSHIMI, 2010), and pedologically, the soils Latossolos Vermelhos and Argissolos Vermelho Amarelos (OLIVEIRA, 1999) prevail, which in the absence of appropriate management undergone a serious condition of erosive degradations in the study area. So, this work aims to elaborate the geomorphological mapping of the westernmost part of the São Paulo State, Brazil, using digital stereoscopy techniques. TRICART (1965) and ROSS (1992) are the main references used to perform this geomorphological mapping. In order to perform the geomorphological mapping of the aforementioned region the 3D restitution technique by means of ALOS/PRISM images was used. The geomorphological features are extracted by using a mirror stereoscope in front of the computer display, putting the fluctuating marks (measurement) over the point in the stereo-model and transmitting for a draw file that are saved with extensions “v3d” and “vxd”, in the public format from AutoCad (3D), respectively (HASEGAWA, 2010). Some geomorphological features have been digitalized, like river channels, watersheds, the limits between tops and strands from the lightly waved hills. Field works have also been carried out in order to identify soil types, geological formations and erosive features derived from inadequate soil use and occupation.

Keywords – Mapping; Geomorphology; Planning; Environment; Presidente Prudente-SP (Brazil)

1 – Introdução

A região do Extremo Oeste Paulista, onde tem como principal pólo econômico regional a cidade de Presidente Prudente, SP-Brasil, tem sofrido, ao longo das décadas, vários processos de ocupação humana, sem controle ambiental, cujo resultado gerou paisagens extremamente degradadas.

Estas paisagens são constituídas, na sua maioria, por substrato geológico de rochas sedimentares muito friáveis (Formação Adamantina e Santo Anastácio). Geomorfologicamente, predominam os relevos de colinas amplas de topos suavemente ondulados, e pedologicamente, os Latossolos Vermelhos e Argissolos Vermelho Amarelos, que historicamente, ao ser retirada a cobertura vegetal, para fins de ocupação humana ou agrícola, sem manejo adequado, formaram um dos piores quadros de degradações erosivas, constituídas de processos de ravinamentos e voçorocamentos, do Estado de São Paulo.

Neste período, no que refere aos projetos de planejamento e gestão ambiental relacionados ao estudo do relevo e dos solos, pouca ênfase foi dada aos mapeamentos geomorfológicos na escala do planejamento urbano e regional (1:25.000). Estes documentos são de extrema importância no planejamento e ordenamento da expansão urbana, da escolha de áreas

para implantação de aterros sanitários, na recuperação de áreas degradadas, na identificação de tipos de solos para fins agrícolas e de engenharia ambiental, na recuperação de estradas vicinais, etc. Em todos os exemplos citados, têm sido elaborados projetos a partir dos mapeamentos e levantamentos geomorfológicos realizados nos municípios de Presidente Prudente e Álvares Machado, SP-Brasil.

Desta forma, o presente projeto de pesquisa tem como objetivo, elaborar o mapeamento geomorfológico de parte do Extremo Oeste Paulista, utilizando técnicas de estereoscopia digital em frente a tela do computador com imagens ALOS/PRISM (coordenadas 22°15'15.30"S e 51°53'41.71"O; 21°55'41.78"S e 51°48'22.81"O; 22° 0'58.42"S e 51°32'53.68"O; 22°18'11.24"S e 51°34'9.15"O), dando continuidades aos trabalhos de mapeamentos realizados por NUNES (2002), NUNES *et al.* (2006) e NUNES & FUSHIMI (2010), inter-relacionando com os aspectos do uso e ocupação dos solo e seus respectivos processos erosivos (Fig. 1).

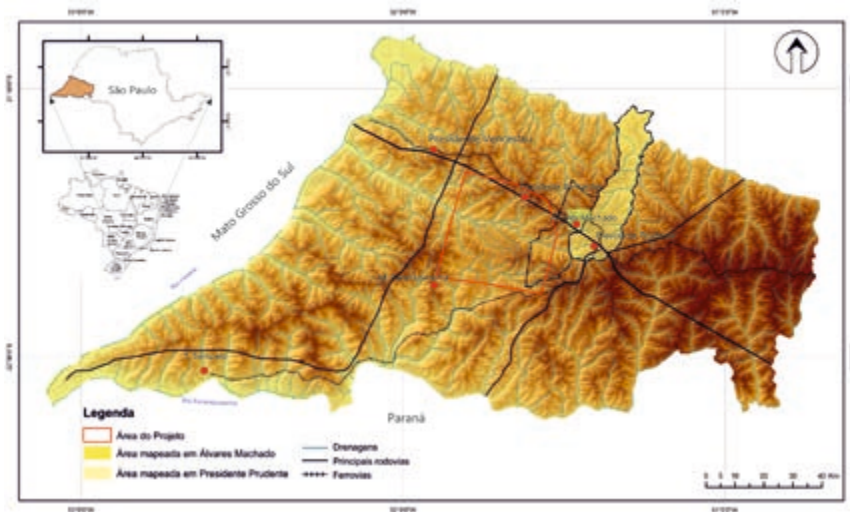


Fig. 1 – Localização da área do projeto no Extremo Oeste Paulista com a delimitação dos municípios mapeados na escala 1:25.000.

2 – Caracterização física do extremo oeste paulista onde se localiza a área de estudo

2.1 – Geomorfologia

Na área de estudo, conforme IPT (1981: 71), as formas de relevo dominante são as Colinas Amplas e Médias. No caso das Colinas Amplas, predominam declividades baixas até 15%, com amplitudes locais inferiores a 100 metros. Predominam interflúvios com área superior a 4 km, topos extensos e aplainados, vertentes com perfis retilíneos a convexos. Drenagem de baixa densidade, padrão subdendrítico, vales abertos, planícies aluviais interiores restritas, presença eventual de lagoas perenes ou intermitentes.

Nas Colinas Médias, predominam as baixas declividades até 15% e amplitudes locais inferiores a 100 metros. Os interflúvios compreendem áreas em torno de 1 a 4 km², cujos topos

são aplainados. As vertentes têm um perfil convexo a retilíneo, com uma drenagem de média a baixa densidade de padrão subretangular. Os vales são abertos a fechados, tendo planícies aluviais interiores restritas, com a presença eventual de lagoas perenes ou intermitentes.

Outro trabalho importante analisado é o Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo na escala 1: 500.000 elaborado por ROSS & MOROZ (1996: 50). Os autores, através dos conceitos de morfoestrutura e morfoescultura do relevo, associados aos aspectos morfoclimáticos atuais, apresentam três unidades morfoestruturais: Cinturão Orogênico do Atlântico; Bacia Sedimentar do Paraná e Bacias Sedimentares Cenozóicas e Depressões Tectônicas. Para cada uma das unidades morfoestruturais apareceram várias unidades morfoesculturais (planaltos, depressões e planícies litorâneas e fluviais), que, conseqüentemente, estão associadas a diversas formas de relevo (colinas, morros, escarpas, etc.).

Com base nesta classificação, a área de estudo esta localizada na Bacia Sedimentar do Paraná (morfoestrutura) e no Planalto Ocidental Paulista (morfoescultura), mais precisamente no Planalto Centro Ocidental (ROSS & MOROZ, 1996: 50), cujas formas de relevo predominates são as colinas amplas e baixas de topos convexos (Dc 23 e Dc 13) e topos tabulares planos (Dt11), com altimetria em torno de 300 a 600 metros, declividade variando entre 10 a 20% e predomínio de Latossolos e de Argissolos.

2.2 – Geologia

A área de estudo encontra-se localizada na região do Extremo Oeste Paulista que, morfoestruturalmente, pertence à Bacia Sedimentar do Paraná, a qual é constituída por rochas sedimentares e ígneas (idade Mesozóica) e por depósitos recentes (idade Cenozóica). Esta unidade geotectônica, formada a partir do Devoniano Inferior (IPT, 1981: 46), possui uma área de aproximadamente 1.100.000 Km² dentro do território brasileiro.

Conforme a coluna litoestratigráfica da bacia do Paraná (IPT, 1981: 48), as formações geológicas dominantes, que afloram na região do Extremo Oeste Paulista, pertencem ao Grupo São Bento – Formação Serra Geral-JKsg (4,3%); ao Grupo Bauru – Formações Caiuá-Kc (28,7%), Santo Anástácio-Ksa (2,7%), Adamantina-Ka (62,2%), e os Depósitos Cenozóicos-Qa (2,1%).

Especialmente para a área de estudo, estão presentes as Formações Santo Anastácio e Adamantina.

A Formação Santo Anástácio é constituída por “...arenitos muito finos a médios, mal selecionados, subordinadamente de caráter arcossiano, geralmente maciços, apresentando localmente cimento e nódulos carbonáticos” (IPT, 1981: 48), estando situada na porção oeste da área de estudo.

Em relação a Formação Adamantina, apresenta-se como a mais importante e amplamente documentada, pois na maioria das pesquisas geológicas desenvolvidas na região do Extremo Oeste Paulista apresenta-se como a de maior representatividade. Conforme especificado por IPT (1981: 48), esta unidade é constituída por “...arenitos finos a muito finos, podendo apresentar cimentação e nódulos carbonáticos com lentes de siltitos arenosos e argilítos ocorrendo em bancos maciços, estratificação plano-paralela e cruzada de pequeno a médio porte”.

Ainda segundo FERNANDES & COIMBRA (2000), no caso da Formação Presidente Prudente (Kppr-Cretácio superior), apresentam-se com arenitos muito finos a finos, de

seleção moderada a má, matriz lamítica, de cores marrom-avermelhado claro a bege, e lamitos argilosos marrom-escuro (chocolate); feições de preenchimento de canais rasos, com estratificação cruzada acanalada; corpos tabulares com estratificação sigmoidal interna, e com estratificação plano-paralela; e estruturas de fluxo aquoso, de regime inferior dominante e maciço. O ambiente de sedimentação deu-se sob um sistema fluvial meandrante arenoso fino de canais rasos.

No presente projeto, optou-se pela versão do mapeamento geológico realizado pelo IPT (1981), pelo seu atributo de ser a referência básica dos mapeamentos posteriores de ALMEIDA *et al.* (1981), FERNANDES & COIMBRA (2000) e PAULA e SILVA *et al.* (2003), mencionados acima, que, em face das significativas discrepâncias de caráter estratigráfico de cada um em relação aos outros, não oferecem a mínima condição de se complementarem entre si.

2.3 – Pedologia

De acordo com o Mapa Pedológico do Estado de São Paulo (OLIVEIRA *et al.*, 1999), no Extremo Oeste Paulista foram identificados e mapeados sete tipos de solos: os Argissolos Vermelho – Amarelos (PVA); os Argissolos Vermelho (PV); os Latossolos Vermelhos (LV); os Nitossolos Vermelhos (NV); os Gleissolos Háplicos (GX), os Neossolos Quartzarênicos (RQ) e os Planossolos Háplicos (SX).

Os mais representativos para a área de estudo são os Argissolos Vermelhos – Amarelos (PVA) e os Latossolos Vermelhos (LV). Estes solos são os resultados de processos pedogenéticos ocorrido sob rochas areníticas do Grupo Bauru (Formação Santo Anastácio e Adamantina).

Os ARGISSOLOS são, na sua maioria, solos muito profundos (> 200 cm de profundidade). Na área de estudo são originários de rochas areníticas, com cimentação calcária do Grupo Bauru. Estes solos estão associados a relevos suavemente ondulados a ondulados.

Os relevos suavemente ondulados apresentam-se em forma de colinas, com rampas de declives longos e topos levemente arredondados ou achatados, com a morfologia dos vales em V muito aberto.

Nos relevos ondulados, apresentam-se em forma de colinas menos declivosas de topos também levemente arredondados, com vales mais fechados em V. Não apresentam qualquer impedimento físico à penetração do sistema radicular, pelo menos até 200 cm de profundidade, a menos que apresente o fenômeno da compactação, resultante do uso inadequado do mesmo. Além disso, por apresentarem, no geral, textura média ou arenosa em superfície e baixa atividade da fração argila, são facilmente preparados para o plantio (OLIVEIRA *et al.*, 1999).

De modo geral, os ARGISSOLOS são susceptíveis à erosão por apresentarem gradiente textural entre o horizonte A ou E e o B. Esses solos apresentam-se com baixa ou muito baixa resistência à erosão (LOMBARDI NETO *et al.*, 1991, citados por OLIVEIRA *et al.*, 1999). Essa característica exige práticas conservacionistas de suporte (curvas de nível, terraceamento, etc.).

Os LATOSSOLOS são solos constituídos por material mineral, apresentando horizonte B latossólico, imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte A, dentro de 200 cm da superfície do solo ou dentro de 300 cm se o horizonte A apresentar mais de 150 cm de espessura (EMBRAPA, 1997).

A classe dos LATOSSOLOS ocupa cerca de 52 % da área do Estado de São Paulo (BRASIL, 1960 citado por OLIVEIRA *et al.*, 1999). Para a região do Extremo Oeste Paulista foram identificadas 4 unidades de mapeamento dos Latossolos Vermelho, sendo as de maior expressão: LV39 – Distrófico A moderado textura argilosa relevo plano e suave ondulado; LV45 – Distrófico A moderado textura média relevo plano e suave ondulado; LV63 – Distrófico textura argilosa relevo plano + ARGISSOLOS VERMELHOS Eutróficos textura média/argilosa e média relevo suave ondulado ambos A moderado; LV78 – Distrófico A moderado textura média relevo plano + ARGISSOLOS VERMELHO – AMARELOS e AMARELOS ambos Eutróficos e Distróficos A moderado textura arenosa/média e média relevo suave ondulado.

São, em geral, solos com boas propriedades físicas. Situados, na maioria dos casos, em relevo favorável ao uso de máquinas agrícolas. Na área mapeada, localizam-se predominantemente em relevos suavemente ondulados a ondulados. Nos suavemente ondulados, os topos são achatados, com vertentes convexas pouco declivosas, variando entre 2 a 5 %. Já nos relevos ondulados, os topos são arredondados, com vertentes convexas, cujas declividades variam entre 5 a 15%. São solos de excepcional porosidade total, sendo comuns valores de 50-60 % e, conseqüentemente, de boa drenagem interna, mesmo nos de textura argilosa. Sua elevada friabilidade permite que sejam facilmente preparados para o cultivo, além de serem amplamente utilizados desde a construção civil bem como, por exemplo, para cobrir células de lixo.

3 – Métodos

Em relação aos procedimentos utilizados na elaboração do mapeamento geomorfológico, as principais referências são TRICART (1965) compreendendo a 6ª unidade taxonômica 10⁻² e ROSS (1992) que corresponde ao 4º, 5º e 6º táxon. Em ambos, serão realizadas adaptações para a área de estudo. Para elaboração do mapeamento geomorfológico tem-se aplicado a técnica de restituição – 3D através das imagens ALOS/PRISM (Forward – ID: ALPSMF063233990 e Backward – ID: ALPSMB063234100), da região de Presidente Prudente (Fig. 2).

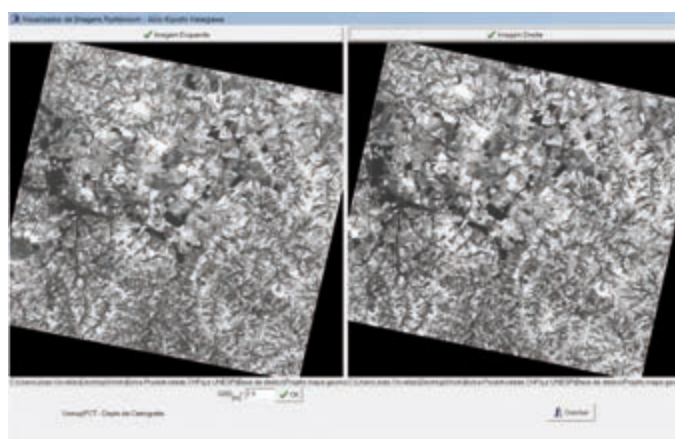


Fig. 2 – Pares estereoscópicos das imagens ALOS/PRISM (Forward – ID: ALPSMF063233990 e Backward – ID: ALPSMB063234100), da região de Presidente Prudente, SP-Brasil, utilizando o Sistema de processamento de imagens Pushbroom.

As feições geomorfológicas (topos e vertentes das colinas e planícies aluviais) são compiladas utilizando na visualização estereoscópica um estereoscópio de espelhos na frente do computador, colocando as marcas flutuantes (medição) sobre o ponto no estereomodelo e transmitindo para o arquivo de desenho, que são salvos com o nome da imagem (padrão) da esquerda e com extensões “v3d” e “dxf”, no formato público do AutoCad (3D), respectivamente (HASEGAWA, 2010). A Fig. 3 ilustra a sequência da operação em 3 D, com pares estereoscópicos de imagens digitais. Esta operação pode ser utilizada em qualquer tipo de imagem digital, desde que sejam pares estereoscópicos.

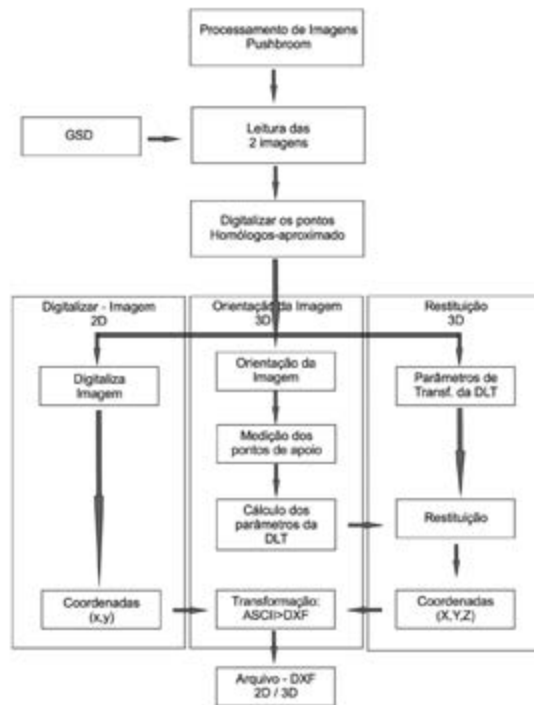


Fig. 3 – Fluxograma das operações do Sistema de processamento de imagens pushbroom.

4 – Conclusões

Até o presente momento, foram digitalizadas algumas feições geomorfológicas, como os canais fluviais, os divisores d’água e os limites entre os topos e as vertentes das colinas suavemente onduladas. Foram realizados também trabalhos de campo, para identificação dos tipos de solos (Latosolos, Argissolos, Neossolos e Solos Hidromórficos) e formações geológicas (Adamantina e Santo Anastácio), bem como as feições erosivas decorrentes do uso e ocupação inadequados do solo. Identificou-se que nas áreas dos topos das colinas suavemente onduladas ocorre o predomínio de Latossolo, com poucas atividades erosivas. Nas vertentes, onde predominam Argissolos e Neossolos rasos, identificou-se vários processos erosivos dos tipos ravinamento e voçorocamentos. E nas planícies aluviais, com a

presença de Planossolos, Gleissolos e Depósitos tecnogênicos, observou-se sérios problemas de assoreamento e retirada das matas ciliares.

No caso do presente trabalho, o desenvolvimento dessa pesquisa tem permitido aprofundar e aperfeiçoar conhecimentos técnicos e metodológicos de mapeamento digital a partir de imagens de satélite ALOS/PRISM (dezembro de 2007); consolidando propostas para a melhoria do estudo da dinâmica geomorfológica e geográfica dos ambientes urbanos e rurais muito degradados em determinadas áreas do Extremo Oeste Paulista-SP, bem como orientar pesquisas em nível de graduação e pós-graduação, principalmente relacionado aos temas relevo e solos, em uma região com raros trabalhos realizados na escala 1:25.000, de planejamento urbano e regional.

Agradecimentos – Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento a Pesquisa (CNPq) pelo apoio e suporte que tem fornecido na realização deste trabalho, através da aprovação de bolsa de Produtividade Nível II.

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. & MELO, M. S. (1981) – A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1.ed. São Paulo: IPT, 1, p. 46-81.
- EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária) (1997) – Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solos. 2. ed. Rio de Janeiro, 212 p.
- FERNANDES, L. A. & COIMBRA, M. A. (2000) – Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). São Paulo, *Revista Brasileira de Geociências*, 30, p. 717-728.
- HASEGAWA, J. K. (2010) – Sistema de orientação e restituição de imagens de satélite. Manual do uso dos sistemas de restituição de imagens de satélite”. Presidente Prudente, UNESP/FCT – Departamento de Cartografia.
- IPT (INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO) (1981) – Mapa geológico do Estado de São Paulo: 1:500.000. São Paulo: IPT, I, p. 46-8; 69 (Publicação IPT 1184).
- NUNES, J. O. R. (2002) – Uma contribuição metodológica ao estudo da dinâmica da paisagem aplicada à escolha de áreas para a construção de aterro sanitário em Presidente Prudente SP. Tese (Doutorado) – UNESP/FCT, Presidente Prudente.
- NUNES, J. O. R & FUSHIMI, M. (2010) – Mapa Geomorfológico do município de Presidente Prudente-SP. In: VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia, Recife, Anais... CDRom.
- NUNES, J. O. R., FREIRE, R. & PEREZ, I. U. (2006) – Mapeamento geomorfológico do perímetro urbano de Presidente Prudente-SP. In: Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2006, GoiâniaGO.
- OLIVEIRA, J. B., CAMARGO, M. N., ROSSI, M. & CALDERANO FILHO, B. (1999) – Mapa pedológico do Estado de São Paulo (escala 1:500.000)”. Campinas-SP: Instituto Agrônomo; Rio de Janeiro-RJ: Centro Nacional de Pesquisa de Solos/EMBRAPA, 108 p.
- PAULA e SILVA, F., CHANG, H. K. & CAETANO-CHANG, M. R. (2003) – Perfis de referência do Grupo Bauru (K), oeste do estado de São Paulo. *Geociências*, 22, p. 21-32.
- ROSS, J. L. S. (1992) – O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. *Revista do Departamento de Geografia*, FFLCH-USP, 6, p. 17-29.
- ROSS, J. L. S & MOROZ, I. C. (1996) – Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. *Revista do Departamento de Geografia*, 10, p. 41-56.
- TRICART, J. (1965) – Principes et méthodes de La géomorphologie. Paris: Masson e Cie.

GEOMORFOLOGIA E MEIO AMBIENTE:
UMA CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DE ÁREAS DEGRADADAS
NOS SERTÕES DOS INHAMUNS/CRATÉUS (CEARÁ, BRASIL)

GEOMORPHOLOGY AND THE ENVIRONMENT:
A CONTRIBUTION TO THE STUDY OF DEGRADED AREA IN
THE INHAMUNS/CRATEÚS HINTERLANDS (CEARÁ, BRAZIL)

A. C. F. Muniz¹ & V. P. V. de Oliveira²

Resumo – O artigo enfoca a degradação/desertificação ambiental que ocorre no Sertão dos Inhamuns, representado pelos municípios de Tauá e Arneiroz, e Sertões de Crateús constituído pelo município de Independência, em virtude dos mesmos fazerem parte das ASDs (Áreas Suceptíveis à Desertificação) no Estado do Ceará, considerando a Geomorfologia Ambiental como área de estudo que pode auxiliar no diagnóstico da degradação das terras de regiões semi-áridas e os processos de vulnerabilidade ambiental natural existentes nessas áreas. O referencial teórico metodológico foi orientado pelo viés geossistêmico na perspectiva de BERTRAND (1969), SOTCHAVA (1976) e TRICART (1977) e de estudos geomorfológicos contemplados por HART (1986) e GUERRA (2003). Para a identificação das feições geomorfológicas, utilizou-se técnicas de Geoprocessamento, através de Sistemas de Informações Geográficas (SIGs), para a composição do mapeamento geomorfológico proposta por GOMES *et al.* (in RADAMBRASIL, 1981) na escala de 1:500.000 da folha Jaguaribe/Natal; Sistema de Coordenadas Geográficas (Datum SIRGAS\2000 – Limites municipais, IBGE-2007). Como resultados verificou-se que a ocupação humana desordenada, associada a condições de semi-aridez acentuada, contribuem para que se propague, com mais intensidade, o processo da degradação/desertificação, a exemplo da área em estudo.

Palavras-chave – Geomorfologia ambiental; Semi-árido; Sertão dos Inhamuns; Sertão de Crateús; Meio ambiente

¹ Doutoranda em Geografia, Universidade Federal do Ceará (UFC), Fortaleza, Ceará, Brasil; anacfmuniz@gmail.com

² Dep. Geografia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Brasil; vladia.ufc@gmail.com.br

Abstract – The article focuses on the environmental degradation/desertification that occur in the Hinterland of Inhamuns, represented by the municipalities of Arneiroz and Tauá, and in the Hinterland of Crateús, represented by the municipality of Independence, as they belong to the ASDs (area susceptible to desertification) of the State of Ceara, considering that Environmental Geomorphology is a study area that can contribute to detect land degradation in semi-arid regions and the natural processes of environmental vulnerability that can occur in such areas. The theoretical methodological reference has been conducted by the geosystemic bias according to BERTRAND (1969), SOTCHAVA (1976) and TRICART (1977) and by geomorphologic studies developed by HART (1986) and GUERRA (2003). For the identification of geomorphologic features, GIS techniques have applied using Geographic Information Systems (GIS) applied to the composition of the geomorphologic mapping proposed by GOMES et al. (in RADAMBRASIL, 1981) on a scale of 1:500.000 of the sheet Jaguaribe/Christmas; Geographic Coordinate System (Datum SIRGAS/2000-municipal limits, IBGE, 2007). As a result, it was found that the disorganized human occupation, coupled with the sharp semi-arid conditions, contribute to intensify the spreading of the degradation/desertification processes, as the study are shows.

Keyword – Environmental geomorphology; Semi-arid; Hinterland of Inhamuns; Hinterland of Crateús; Environment

1 – Introdução

Os problemas relacionados à degradação ambiental começaram a ser discutidos já na década de 1970, com as Conferências de Estocolmo, realizada em 1972 e Nairóbi em 1977 no Quênia (África). Neste último evento, a desertificação mereceu especial atenção como um problema de primeira magnitude, que afeta principalmente as populações que vivem nas áreas atingidas por esse processo.

De acordo com o conceito estabelecido pela Conferência das Nações Unidas sobre Desertificação na África em 1977, os danos causados pela desertificação tornam-se irreversíveis e desencadeiam transtornos aos sistemas ambientais e sociais, por estarem articulados com os processos econômicos, sociais e naturais, promovendo assim, em algumas regiões, o desequilíbrio da frágil relação entre clima, solo e vegetação, que se tornam mais patentes nas regiões reconhecidas como áridas e semiáridas. Tais fatores são fundamentais na diminuição da produtividade dos ecossistemas, causando diminuição no regime pluviométrico, na disponibilidade de água e nutrientes dos solos para as plantas, ocasionando deste modo a erosão nos solos, e comprometendo a evolução dos processos pedogenéticos. Esses problemas são ocasionados por diversos fatores, dos quais podemos destacar: a remoção da cobertura vegetal através de desmatamento, uso de recursos tecnológicos rudimentares na produção ou transformação dos espaços naturais, queimadas, super utilização dos solos e vegetação para o desenvolvimento de atividades agrícolas, pastoris e pecuária extensiva.

A Geomorfologia tem como objetivo o estudo das formas de relevo a partir da compreensão das atuações dos processos e forças endógenas e exógenas ocorrentes no planeta Terra, as quais criam e modelam os relevos. O entendimento das diversas morfologias

terrestres, o uso e ocupação dos solos são importantes, pois dão arcabouço informacional e metodológico para o ser humano entender as diversidades paisagísticas e propiciar o gerenciamento dos espaços geográficos de forma planejada e inteligível. Busca-se, com isso, desenvolver atividades socioeconômicas rentáveis para o desenvolvimento da sociedade humana e manutenção das dinâmicas dos sistemas naturais. Dessa forma, a Geomorfologia Ambiental emerge como um ramo da Geografia, contribuindo de forma contudente nos estudos da ecodinâmica. Em especial, destacam-se os ambientes inseridos nas regiões áridas e semiáridas, que apresentam fortes fragilidades que comprometem as atividades socioeconômicas.

Objetiva-se neste trabalho analisar a degradação ambiental nos diferentes compartimentos do relevo das respectivas áreas em estudo: Sertão dos Inhamuns, representado pelos municípios de Tauá e Arneiroz, e Sertão de Crateús, representado pelo município de Independência (Áreas Suscetíveis à Desertificação) no Estado do Ceará. A pesquisa considera os aspectos inerentes à Geomorfologia Ambiental que possam auxiliar no diagnóstico da degradação de terras das regiões semi-áridas no balanço morfogênese versus pedogênese.

2 – Revisão bibliográfica

A Geomorfologia constitui-se num dos principais ramos da área ambiental na Geografia, pois permite identificar em campo informações importantes sobre os fenômenos espaciais resultante das dinâmicas da sociedade e da natureza, tornando-se de fundamental importância para dotar o geógrafo de metodologias e contato com técnicas e instrumentos para a melhor compreensão das transformações das paisagens. Esse ramo da Geografia Física vem, atualmente, atender a uma demanda de trabalhos voltados para o Planejamento Ambiental, tanto a nível de questões teórico-metodológicas, como de cunho prático utilitário. Assim, compreende os estudos das formas de relevo e suas transformações, levando em conta a sua origem, natureza, desenvolvimento de processos e a composição dos materiais envolvidos (GUERRA, 2009).

HART (1986) citado por GUERRA (2009) fala que a origem dessa ciência não é tão conhecida, pois o termo foi primeiramente desenvolvido por Geólogos, nos Estados Unidos, na década de 1980, sendo que os primórdios do pensamento Geomorfológico podem ser descritos por CHOLEY (1964). O referido autor atribui a W. M. DAVIS (1899) a sintetização da Geomorfologia relacionada a conteúdos reconhecidos por autores que estudavam o relevo terrestre, usando pela primeira vez o conceito de “ciclo de erosão” (GUERRA, 2009).

Dentro da ciência geomorfológica, surgiu a vertente Ambiental. Nessa perspectiva, a Geomorfologia Ambiental é uma área recente do conhecimento científico e indica o estudo das formas de relevo e processos associados a elas, que podem determinar o tipo e a taxa de mudanças estimadas pelas alterações causadas na superfície terrestre pela intervenção humana. Ao procurarmos definir essa ciência e entendê-la, há que se considerar aspectos relacionados à exploração dos recursos naturais, mudanças físicas nos ecossistemas terrestres e aquáticos, quando da intervenção humana, ou de ordem natural, em virtude da ocupação desordenada do meio físico e das atividades exercidas sobre o mesmo (GUERRA, 2009).

De acordo com GUERRA (2003), o mau uso da terra pode provocar graves danos ambientais, que se repercutem em prejuízos para o homem, até com perdas de vidas humanas. Nesse sentido, o supracitado autor diz que:

484

“[...] a Geomorfologia passa a ter um importante papel, juntamente com a pedologia, no diagnóstico de áreas degradadas, porque todas, ou quase todas, as atividades que os seres humanos desenvolvem na superfície terrestre, estão de alguma forma em estruturas de relevo e em algum tipo de solo [...] o conhecimento dos processos geomorfológicos podem ser de grande valia [...]” (GUERRA, 2003, p.385).

É nessa perspectiva que a ciência Geomorfológica procura compreender as formas de relevo nas diferentes escalas espaciais e temporais, sua gênese e evolução. Desse ponto de vista, a análise da degradação ambiental em seus diversos níveis, tem sido objeto de estudo dessa ciência (GUERRA, 2003). Dessa forma no campo geomorfológico, busca-se entender a compartimentação topográfica regional e a caracterização e descrição das formas de relevo em cada compartimento estudado, fato este, importante nos estudos relacionados a degradação ambiental em ambientes áridos e semiáridos (SOUZA & OLIVEIRA, 2011).

Podemos citar então que a degradação ambiental é um processo que, pela perturbação dos fluxos energéticos e ciclagens de matéria dos ecossistemas, altera total ou parcial sua configuração morfológica ou funcional. Desse modo, tais transformações conduzem ao empobrecimento generalizado dos ecossistemas, fato esse que se repercute sobre a vida nele existente. Quando a degradação ocorre em áreas de climas árido, semiárido e sub-úmido seco, há uma grande tendência dessas áreas a apresentarem quadros de degradação avançada ou desertificação, a exemplo da área de pesquisa.

3 – Material e método

O Estado do Ceará ocupa uma área de 148.016 km². Localiza-se entre as coordenadas de 3° 46' 30" e 7 52' 15" Lat. S e entre 37° 14' 54" e 41° 24' 55" Long. W. Considerando-se que a totalidade do semi-árido brasileiro situa-se no Nordeste, o estado possui cerca de 92% de seu território inserido na Região Semi-Árida, que mais oferece vulnerabilidade à incidência da desertificação. (SOUZA, 2000).

A área analisada encontra-se inserida no Sertão dos Inhamuns (Arneiroz e Tauá) e Sertão de Crateús (Independência) que, de acordo com o PAE (Programa Estadual de Combate a Desertificação no Estado do Ceará) são áreas suscetíveis a processos de desertificação no Estado do Ceará (Fig. 1). O referido documento evidencia a importância da utilização de uma análise mais completa acerca do panorama da degradação/desertificação, através de Indicadores Geobiofísicos da Desertificação e de Indicadores Socioeconômicos, enfocando nessa perspectiva, que a desertificação emerge de uma crise ambiental em consonância com o surgimento de paisagens desérticas, se configurando em um processo de degradação nos ecossistemas semiáridos e sub-úmidos secos, que tende a desorganizar os sistemas ambientais e sociais em face de degradação ambiental (CEARÁ, 2010).

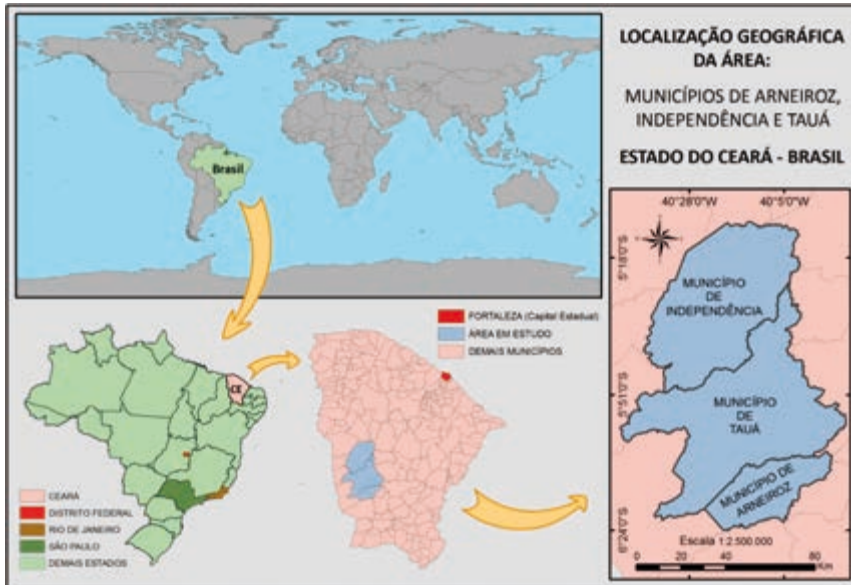


Fig. 1 – Área de Pesquisa (Municípios de Arneiroz, Independência e Tauá – Ceará – Brasil) (IBGE, 2007, 2010).

Localizados a Sudeste do Estado do Ceará, a área de estudo abrange um total de 8.303,46 km², com aspectos geoambientais semelhantes. O clima predominante é o Tropical Quente Semi-árido, com temperaturas médias entre 26° a 28° e pluviosidade média anual entre 500-700 mm, déficit no balanço hídrico, pois a quadra chuvosa se limita aos meses de fevereiro a maio. Geologicamente, quase toda sua extensão é recoberta por rochas de embasamento cristalino, com predominância de tipos litológicos como migmatitos, gnaisses e núcleos granitóides.

Com relação a compartimentação geomorfológica, quase a totalidade da área encontra-se na Depressão Sertaneja, com ocorrência de cristas e Maciços Residuais. Os tipos de modelado das paisagens dos sertões secos são resultantes da ação conjunta dos fatores climáticos e estruturais, que também condicionam as superfícies de aplainamento escalonadas oriundas da história Plio-Quaternária regional (OLIVEIRA, 2006).

Na composição dos solos da área podemos destacar uma associação diversificada, mas com a predominância de Luvisolos, Planossolos, Neossolos Litólicos e afloramentos rochosos na superfície sertaneja dissecada em colinas rasas. Os solos são rasos e propícios a erosão, onde podemos observar vegetação secundária caatinga, com diferentes padrões fisionômicos e florísticos, em decorrência das condições ecológicas e processos de degradação.

4 – Metodologia

Os princípios de sustentabilidade abordados para a temática da desertificação consistem em identificar e determinar indicadores que permitam a caracterização da desertificação para que se possam avaliar os impactos causados pela ação antrópica em determinada área. Para tanto

se faz necessário a adoção de um enfoque sistêmico, cujo principal objetivo foi a valorização do processo multidisciplinar. Os autores utilizados nessa etapa foram: BERTRAND (1969); SOTCHAVA (1976); TRICART (1977); HART (1986), GUERRA (2003), SOUZA & OLIVEIRA (2002), GONÇALVES *et al.*, (2008), MMA (2010), SOUZA & OLIVEIRA (2011).

Sob o ponto de vista teórico-metodológico, a abordagem sistêmica, que integra o conjunto das variáveis ambientais, se torna fundamental para uma análise integrada da dinâmica dos fatores geomorfológicos. Esse modelo tem-se revelado adequado para incorporar as variáveis ambientais ao processo de organização territorial e de sustentabilidade, através da consideração do ambiente como um sistema complexo, que deriva das relações mútuas e interações entre componentes do potencial ecológico e os componentes da exploração biológica. A análise integrada teve como base o enfoque sistêmico e considerou os fatores do potencial ecológico ligado a geomorfologia ambiental no que se sucedeu as características geoambientais local.

Para a identificação das feições geomorfológicas, utilizou-se técnicas de Geoprocessamento, através de Sistemas de Informações Geográficas (SIGs) para a composição do mapeamento geomorfológico proposta por GOMES *et al.* (*in* RADAMBRASIL, 1981), na escala de 1:500.000 da folha Jaguaribe/Natal. Sistema de Coordenadas Geográficas (Datum SIRGAS/2000 – Limites municipais, IBGE-2007\2010), confeccionado no ArcGIS 9.3.

5 – Resultado e discussões

A caracterização e delimitação das unidades foram precedidas de análise sobre os componentes geofísicos considerando a influencia dos padrões de uso e ocupação do solo. Desse modo, no que se refere a superfície geomorfológica, a área se encontra em maioria na Depressão Sertaneja e Planalto Sertanejo, mas também ocorrendo áreas dos municípios nos Maciços Residuais, exibindo relevos aplainados por processos de pediplanação, ou áreas submetidas a dissecação.

A Depressão Sertaneja contempla as faixas de relevo com: Formas Aguçadas (áreas de relevo plano); Superfície Tabular Erosiva (relevo residual de topo plano); Formas Convexas (relevo de topo contínuo).

O Planalto Sertanejo se distribui em maior ocorrência a Leste do Município de Independência e Norte de Arneiroz, com Formas Aguçadas (relevo de topo contínuo).

Os Maciços Residuais ocorrem em quase todo o município de Tauá, entre limites com outros municípios. Nessa área podemos dar destaque a Serra da Joaninha onde, fica a nascente do rio Jaguaribe com altimetria variada entre 550 m a 850 m (Fig. 2).

A área mapeada detém uma superfície de aplainamento desenvolvida em rochas cristalinas, com relevos planos e moderadamente dissecados, e com eventuais níveis de serras dispersas. O papel da cobertura vegetal e dos tipos de solos são elementos fundamentais na definição das unidades geomorfológicas da área. Com relação a estes aspectos, OLIVEIRA (2011) destaca a importância do estudo biofísico para o entendimento das relações sociais, econômicas e da organização do espaço, enfocando suas principais limitações e problemas relacionados ao ambiente. Dessa forma, a análise da degradação ambiental nos diferentes compartimentos do relevo da área em estudo, observou as atividades desordenadas de manejo inadequado do solo nas formas de relevo predominantes no local (Tabela 1).

Os municípios de Arneiroz, Tauá e Independência têm como atividade predominante nas suas formas de relevo a agropecuária. Essa atividade proporciona perda na qualidade

ambiental, aumenta os desequilíbrios ecológicos, afetando consideravelmente a qualidade de vida da população e do ambiente local.

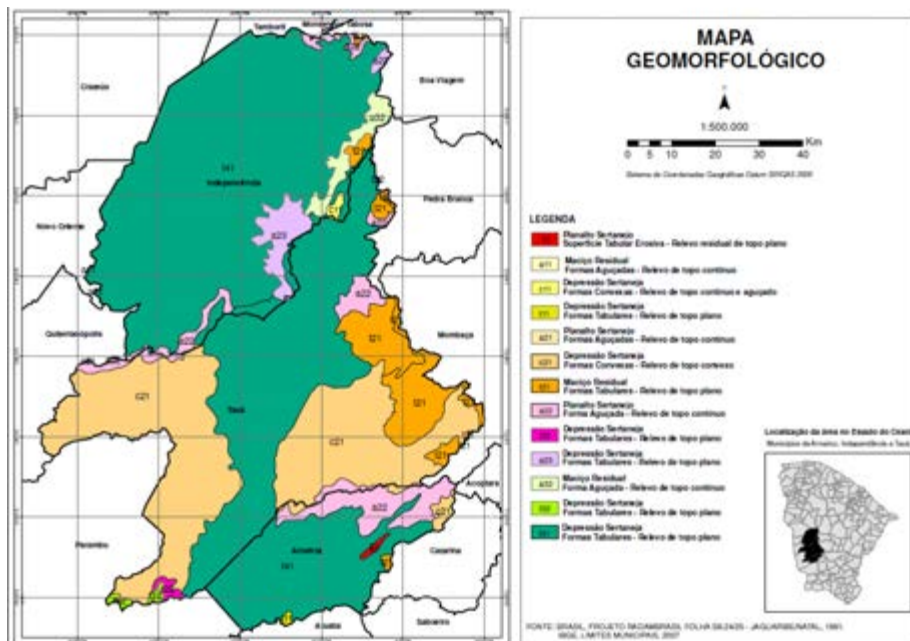


Fig. 2 – Mapa Geomorfológico da Área de Estudo (Adaptado de RADAMBRASIL, 1981).

Tabela 1 – Características Naturais Dominantes e Problemas Ambientais nas ASDs (Inhamuns/Crateús) (Adaptado de MMA, 2010).

CARACTERÍSTICAS NATURAIS DOMINANTES	PROBLEMAS AMBIENTAIS
Superfície parcialmente dissecadas em calhas rasas e pediplanadas em rochas de Complexo Cristalino	Degradação dos solos e do recobrimento vegetal primário; Superpastoreio ; Desencadeamento e expansão de processos erosivos acelerados, com predominância frequente de afloramentos rochosos e chão pedregoso.
Esoamento fluvial esporádico do semiárido	Perda de solo e biodiversidade empobrecida; Baixa frequência de espécies lenhosas de caatinga; Processos erosivos muito ativos em decorrência do aumento do escoamento superficial.
Dinâmica ambiental influenciada por processos erosivos muito ativo de morfogênese mecânica	Paisagens com marcas configuradas de desertificação.

Historicamente, os processos de uso e ocupação das terras no Estado do Ceará resultam por consequência na degradação e perda da produtividade dos solos. Isso se dá de

maneira mais significativa no Sertão Cearense, cuja história econômica mostra a predominância de atividades agropecuárias com base na criação de bovinos, caprinos e ovinos. Nas áreas favoráveis à utilização agropastoril, mas deficiente em recursos hídricos superficiais e subsuperficiais, houve uma necessidade de aumento da superfície hídrica para a ampliação de açudagem, visando a amenização dos impactos ambientais ocasionados pelas secas periódicas o que possibilitou diversificação maior das atividades rurais (SOUZA, 2000).

Nessa perspectiva, observa-se que o processo de uso e ocupação dos solos nos três municípios configurou um quadro de intensa degradação do ambiente, onde se destaca como preponderante o papel da agropecuária, seguida da agricultura de subsistência e da mineração, onde se encontram configurados os principais problemas ambientais. Desse ponto de vista, a ação antrópica na área, por meio de adoção de práticas relacionadas ao desmatamento, extração de lenha e produção de carvão, dificulta o processo de sucessão natural do ecossistema local e aparece como um problema a conservação e preservação da área, aumentando a vulnerabilidade, em virtude da suscetibilidade ao processo de desertificação e a fragilidade ambiental do ecossistema semiárido.

6 – Conclusões

Verificando a problemática da vulnerabilidade ambiental das ASDs no Estado do Ceará, as condições naturais são determinantes para a configuração do quadro da desertificação na área em estudo, fato este que se perpetua no modelo de uso da terra que vem sendo conduzido ao longo de décadas, cuja prática se baseia na adoção de ações conservacionistas, o que resulta na degradação generalizado do ambiente antropizado.

É notório a importância da análise sistêmica das formas de relevo para a recuperação de áreas degradadas, em virtude de várias atividades desenvolvidas pelo homem na superfície terrestre, que são influenciadas pelo manejo do solo e pelas características do meio físico.

A retirada da cobertura vegetal expõe o solo a um processo acelerado de erosão e compromete de forma irreversível (na maioria dos casos) os processos pedogenéticos. O conjunto dos indicadores biofísicos como clima, relevo e vegetação mostram a energia da erosão a que foi submetida a unidade geomorfológica, seja no passado, seja no futuro.

A ocupação humana desordenada, associada às condições de semi-aridez acentuada, contribuem para que se propague com mais intensidade o processo da degradação\desertificação. Os municípios em estudo se encontram inseridos na Depressão Sertaneja e nos Maciços Residuais, áreas com características de rangers e de extrema fragilidade face aos processos de erosão, principalmente em áreas com declive mais acentuado. Uma solução para o controle destes será a modificação e adequação dos hábitos da população na busca de práticas de manejo ambiental sustentável, com base no uso racional e na preservação futura dos recursos naturais, no sentido de controlar essa expansão através de medidas conservacionistas no uso e ocupação da terra.

Referências Bibliográficas

- ArcMap™. ARCGIS. License type: Desktop. Version 9.3: ESRI® Inc., Copyright 1999-2008. CD-ROM
BERTRAND, G. (1969) – Paisagem e Geografia Física Global: Esboço Metodológico. *Caderno de Ciências da Terra*, IGEOG – USP, São Paulo, 13, p. 1-21.

- CEARÁ (2010) – MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE/GOVERNO DO ESTADO DO CEARÁ/SEC. DE RECURSOS HÍDRICOS Programa Estadual de Combate à Desertificação no Estado do Ceará (PAE/CE) – Fortaleza/Ceará.
- CHOLEY, A. (1964) – Observações sobre alguns pontos de vista geográficos. Rio de Janeiro, IBGE, *Boletim Geográfico*, ano XXII, maio-junho.
- DAVIS, W. M. (1899). The geographical cycle. *Geogr. Journ*, London, 14, p. 481-504.
- GONÇALVES, A. M., BEZERRA, C. L. & OLIVEIRA, V. P. (2008) – Estudo Fitoecológico da Mata Ciliar Nas Sub-bacias dos Riachos Cipó e Carrapateiras do Município de Tauá – Ceará. Mercator – *Revista de Geografia da UFC*, 13, p. 133-147.
- GUERRA, A. J. T. (2003) – A contribuição da geomorfologia aos estudos dos recursos hídricos. Bahia, Análise & Dados. Salvador, 31, p. 385-389.
- GUERRA, A. J. T. (2005) – Erosão e Conservação dos Solos: conceitos, temas e aplicações. Rio de Janeiro. Bertrand do Brasil, 340 p.
- GUERRA, A. J. T. (2009) – Geomorfologia Ambiental\ Antonio José Teixeira Guerra. Monica dos Santos Marçal. Rio de Janeiro. Bertrand do Brasil, 190 p.
- HART, M. G. (1986) – Geomorphology Pure and Applied. In: Allen, G. & Unwin (Publishers), 228 p.
- IBGE (2010) – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – Malha Municipal 2010.
- IBGE (2007) – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – Malha Municipal 2007.
- MMA – MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE/GOVERNO DO ESTADO DO CEARÁ/SEC. DE RECURSOS HÍDRICOS (2010). Programa Estadual de Combate à Desertificação no Estado do Ceará (PAE/CE) – Fortaleza/Ceará.
- OLIVEIRA, V. P. (2006) – A Problemática da Degradação dos Recursos Naturais no Domínio dos Sertões Secos do Estado do Ceará – Brasil. SILVA, José Borzacchiello da; DANTAS, Eustógio Wanderley Correia; Zanella, Maria Elisa Zanella; MEIRELES, Antônio Jeovah de Andrade (orgs.). Litoral e Sertão, natureza e sociedade no nordeste brasileiro – José Borzacchiello da Silva et al. Fortaleza: Expressão Gráfica.
- OLIVEIRA, V. P. (2011) – Indicadores Biofísicos de Desertificação, Cabo Verde\África. Mercator, Fortaleza, 10, p. 147-168.
- OLIVEIRA, V. P., BEZERRA, C. L. & GONÇALVES, A. M. (2008) – Estudo Fito ecológico da Mata Ciliar Nas Sub-bacias dos Riachos Cipó e Carrapateiras do Município de Tauá – Ceará. Mercator – *Revista de Geografia da UFC*, ano 07, 13.
- RADAMBRASIL (1981) – Folhas As. 24/25 – Jaguaribe/Natal – Brasil, MME, Levantamento de Recursos Naturais, 23.
- SOUZA, M. J. N. & OLIVEIRA, V. P. – (2011). Análise Ambiental – Uma Prática da Interdisciplinaridade no Ensino e na Pesquisa. *REDE – Revista Eletrônica do Prodema*, Fortaleza, 7, p. 42-59.
- SOUZA, M. J. N. (2000) – Bases naturais e esboço do zoneamento geoambiental do estado do Ceará. In: LIMA, L. C., ORAIS, J. O. & SOUZA, M. J. N. (eds.). Compartimentação territorial e gestão regional do Ceará. Parte I. Fortaleza: FUNECE.
- SOUZA, M. J. N. & OLIVEIRA, V. P. V. de. (2002) – Semiárido do Nordeste do Brasil e o fenômeno da seca in: Desastres Naturales en América Latina. Fondo de Cultura Económica. México, p. 207-221.
- SOUZA, M. J. N. & OLIVEIRA, V. P. (2011) – Análise Ambiental – Uma Prática da Interdisciplinaridade no Ensino e na Pesquisa. *REDE – Revista Eletrônica do Prodema*, Fortaleza, 7, p. 42-59.
- SOTCHAVA, V. B. (1976) – O Estudo dos Geossistemas. Métodos em Questão. IGEOG. USP. São Paulo 20, p. 1-19.
- TRICART, J. (1977) – Ecodinâmica. FIBGE / SUPREN. 97 p. Rio de Janeiro.

(Página deixada propositadamente em branco)

ANEXOS

(Página deixada propositadamente em branco)

REVISÃO CIENTÍFICA

Coordenação

Rui Pena dos Reis – Portugal
Mário Quinta Ferreira – Portugal
Maria Teresa Barata – Portugal

Membros

Adriane Machado – Brasil
Adriano Viana – Brasil
Alberto Caselli – Argentina
Alethea Ernandes Martins Sallun – Brasil
Amadeu dos Muchangos – Moçambique
Ana Aguiar Castilho – Portugal
Ana Isabel Andrade – Portugal
Ana Maria Muratori – Brasil
Ana Rodrigo Sanz – Espanha
André Buta Neto – Angola
Angel Corrochano Sanchez – Espanha
António Filipe Lobo de Pina – Cabo Verde
António Almeida Saraiva – Portugal
Artur Sá – Portugal
Bernard Legall – França
Carlos Augusto Sommer – Brasil
Celeste Gomes – Portugal
Christian Seyve – Angola
Duncan Alistair Lockhart – Portugal
Edison Archela – Brasil
Eduardo Ivo Alves – Portugal
Eduardo Morais – Angola
Elisa Preto Gomes – Portugal
Elonio Muiuane – Moçambique
Elsa Gomes – Portugal
Evandro F. de Lima – Brasil
Fernando Augusto Coimbra – Portugal
Fernando Carlos Lopes – Portugal
Fernando Pita – Portugal
Fernando Rull – Espanha
Flávia Fernanda Lima – Brasil
Francisco Idalécio de Freitas – Brasil
Francisco Jose Correa Martins – Brasil
Francisco S. Bernardes Ladeira – Brasil
Francisco Vieira – Moçambique
Fredy Leon – Argentina
Gabriel Luis Miguel – Angola
George Nash – Inglaterra
Gilmar Bueno – Brasil
Giorgio Basilici – Brasil
Graciela Sarmento – Espanha
Guy Martini – França
Hélio Casimiro Guterres – Timor Leste
Howard R. Feldman – EUA
Isabel Margarida Antunes – Portugal
Ismar Souza Carvalho – Brasil
João Cabral – Portugal
João Pratas – Portugal
José António Lopes Velho – Portugal
José Brilha – Portugal
José Luiz de Morais – Brasil
José Manuel Azevedo – Portugal
Juan Gutiérrez-Marco – Espanha
Jussara Alves Pinheiro Sommer – Brasil
Kátia Mansur – Brasil
Keynesménio Neto – R. São Tomé e Príncipe
Lopo Vasconcelos – Moçambique
Luís Alcalá – Espanha
Luís Carcavilla – Espanha
Luis Gonzalez Vallejo – Espanha
Luis Oosterbeek – Portugal
Luís P. Teixeira – R. São Tomé e Príncipe

Luís Sousa – Portugal
 Luiz Eduardo Travassos – Brasil
 Margarida Ventura – Angola
 Maria Amélia Calonge García – Espanha
 Maria Dolores Pereira – Espanha
 Maria Helena Henriques – Portugal
 María Luisa Canales – Espanha
 Maria Manuela da V. G. Silva – Portugal
 Mena Schemm-Gregory – Alemanha
 Monica Heilbron – Brasil
 Mussa Achino – Moçambique
 Narendra Srivastava – Brasil
 Nei Ahrens Haag – Brasil
 Nuno Pimentel – Portugal
 Paolo Mozzi – Itália
 Paulo Cesar Rocha – Brasil
 Pedro Santarém Andrade – Portugal

Pierluigi Rosina – Portugal
 Ramon Salas – Espanha
 Ramon Vegas – Espanha
 Reginaldo Assêncio Machado – Brasil
 Ricardo Scholz – Brasil
 Rosemeri Melo e Souza – Brasil
 Rubem Porto Jr. – Brasil
 Rudy Ferreira – Brasil
 Santiago Alija – Espanha
 Sónia Victória – Cabo Verde
 Tatiana Tavares Silva – Angola
 Teresa Monteiro Seixas – Portugal
 Tibor Stigter – Holanda
 Tomás Campos – Brasil
 Valéria G. Silvestre Rodrigues – Brasil
 Vera Alfama – Cabo Verde

Instituições

Agência Nacional do Petróleo, Associação dos Geólogos em Angola, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Galpenergia, Geoparque Araripe, Geoparque Maestrazgo, Institut Universitaire Européen de la Mer, Instituto Geológico, Instituto Geológico y Minero de España, Instituto Politécnico de Castelo Branco, Instituto Politécnico de Tomar, Laboratório Nacional de Geologia, Ministério das Obras Públicas e dos Recursos Naturais, Ministério do Ensino Superior e da Ciência e Tecnologia, Museum of Natural History New York, Partex, Petrobras, Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, Réserve Géologique de Haute-Provence, TOTAL EP, Universidad de Alcalá de Henares, Universidade Agostinho Neto, Universidade Complutense de Madrid, Universidade de Aveiro, Universidade de Barcelona, Universidade de Bristol, Universidade de Buenos Aires, Universidade de Cabo Verde, Universidade de Coimbra, Universidade de Lisboa, Universidade de Pádua, Universidade de Salamanca, Universidade de São Paulo, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Universidade de Valladolid, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Universidade do Minho, Universidade do Porto, Universidade Eduardo Mondlane, Universidade Estadual de Campinas, Universidade Estadual de Londrina, Universidade Estadual Paulista, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Universidade Federal de Ouro Preto, Universidade Federal de Sergipe, Universidade Federal do Acre, Universidade Federal do Paraná, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Universidade Luterana do Brasil, Universidade Privada de Angola e Universidade Técnica de Lisboa.

PATROCÍNIOS E APOIOS

(Página deixada propositadamente em branco)

PATROCÍNIOS

PATROCÍNIO DIAMANTE



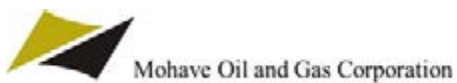
PATROCÍNIO OURO



PATROCÍNIO PRATA



PATROCÍNIO AMETISTA

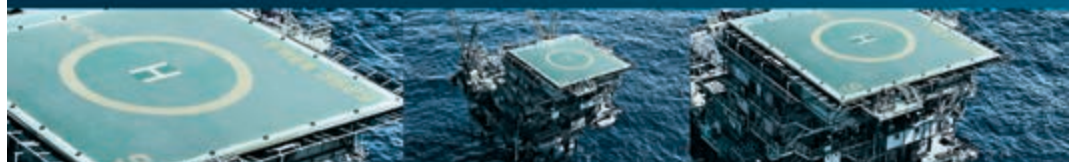




Para chegarmos até aqui, seguimos as normas de segurança mais rígidas



e as teorias mais revolucionárias.



Em mais de 50 anos de história e presente em 29 países, a Petrobras tornou-se uma das maiores empresas de energia do mundo. É líder na exploração e produção de petróleo em águas profundas e ultraprofundas e já está produzindo naquela que é a maior acumulação petrolífera da história do Brasil, o pré-sal. Para superar esse desafio, a Petrobras usa a mesma estratégia de sempre: pesquisa, tecnologia, investimento e segurança. Se o futuro é um desafio, a Petrobras está pronta.

www.petrobras.com



O DESAFIO É A NOSSA ENERGIA

5 36
Sonangol ANOS

O nosso trabalho é fazer a sua vida melhor

A nossa missão é promover a sustentabilidade e o crescimento da indústria petrolífera nacional, de forma a garantir maior retorno para o Estado Angolano, assegurando a participação das empresas e dos quadros nacionais nas actividades da indústria e o benefício da Sociedade nos resultados gerados.

Sonangol
PRODUTOS PARA TRANSFORMAR

DO SOL A SI

Luz, calor e movimento. É isso a energia, desde que o Sol a liberta em estado bruto até ao ponto em que a consumimos na nossa vida. Nasce numa imensa bola de fogo e espalha-se na Terra, ao nosso redor. Ai vamos recolhê-la, tratá-la e levá-la até si nas mais diversas formas. É por estar em todas as fases do processo energético - a exploração, produção e distribuição - que a Galp Energia é o único Operador Integrado de Energia português. Afinal, tudo o que fazemos é levar o Sol até si.

a sua energia positiva  galp energia

(Página deixada propositadamente em branco)

APOIOS INSTITUCIONAIS



DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DA TERRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE DE COIMBRA



(Página deixada propositadamente em branco)

(Página deixada propositadamente em branco)



Série Documentos

Imprensa da Universidade de Coimbra
Coimbra University Press

2012

