

MINISTÉRIO DA ECONOMIA  
SECRETARIA DE ESTADO DA INDÚSTRIA  
DIRECÇÃO-GERAL DE MINAS E SERVIÇOS GEOLÓGICOS  
SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL



MEMÓRIA N.º 15 — (NOVA SÉRIE)

# CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO GEOLÓGICO DA BACIA TERCIÁRIA DO TEJO

*por*

A. M. GALOPIM DE CARVALHO

Assistente da Faculdade de Ciências de Lisboa.  
Bolseiro do Instituto de Alta Cultura

LISBOA  
1968

*SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL*

Rua da Academia das Ciências, 19, 2.º

LISBOA-2 — PORTUGAL

As doutrinas expostas são de  
completa responsabilidade dos  
seus autores

CDU 55 (469) (05)

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL  
MEMÓRIA N.º 15 — (NOVA SÉRIE)

CONTRIBUIÇÃO PARA O  
CONHECIMENTO GEOLÓGICO DA  
BACIA TERCIÁRIA DO TEJO

MINISTÉRIO DA ECONOMIA  
SECRETARIA DE ESTADO DA INDÚSTRIA  
DIRECÇÃO-GERAL DE MINAS E SERVIÇOS GEOLÓGICOS  
SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL



MEMÓRIA N.º 15 — (NOVA SÉRIE)

# CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO GEOLÓGICO DA BACIA TERCIÁRIA DO TEJO

*por*

A. M. GALOPIM DE CARVALHO

Assistente da Faculdade de Ciências de Lisboa.  
Bolseiro do Instituto de Alta Cultura

LIBSOA  
1968

COMP. E IMP. DA  
TIP. ALCOBACENSE, LIMITADA  
ALCOBAÇA

## INTRODUÇÃO

Ao apresentar os resultados dos estudos geológicos e sedimentológicos realizados na bacia terciária do Tejo, sentimos truncada a unidade geológica, que é a bacia terciária do Tejo e do Sado, ao deixarmos de lado a parte relativa a este último sistema fluvial. Por outro lado, mesmo em relação à parte estudada, não duvidamos que muito trabalho haverá ainda a acrescentar-lhe.

Sirva de desculpa a extensão da área em causa. O interesse pelos problemas geológicos que ela envolve faz com que o nosso tema de trabalho se afigure talvez demasiado ambicioso para tão curto prazo de tempo. Assim, atingido este limite, sentimos que muito há ainda a fazer e é nossa intenção aproveitar a experiência que nos deu esta primeira fase, criar novas e melhores condições de trabalho e retomar o problema no ponto em que ora o deixamos.

Bastantes investigadores dedicaram à bacia do Tejo especial atenção e são numerosos os trabalhos que se lhe referem.

As regiões melhor conhecidas são, sem dúvida, as compreendidas, *grosso modo*, entre Lisboa e Santarém, onde a abundância de fósseis e o mérito dos investigadores que aí trabalharam permitiram obter conhecimentos ainda hoje bastante válidos. Todavia, são praticamente nulos os conhecimentos sedimentológicos referentes a estas regiões, exclusivamente constituídas por terrenos sedimentares. Quase outro tanto se pode dizer acerca do Terciário da península de Setúbal.

No que se refere às zonas do interior da bacia, na maior parte dos casos paleontologicamente estéreis, os conhecimentos geológicos são muitíssimo mais limitados.

Há, pois, grande contraste entre as vastas regiões de sedimentação continental, quase sem fósseis, que constituem a parte oriental da bacia e as da margem direita do Tejo, pelo contrário, fossilíferas e bem estudadas. Surgiu-nos, assim, a ideia de utilizar o estudo sedimentológico como elemento de correlação estratigráfica entre os terrenos daquelas duas regiões.

Posto o problema neste ponto, encarámos, como tema fundamental do nosso trabalho, o estudo sedimentológico das formações terciárias, levado a minúcia compatível com a extensão da área considerada, com o estabelecimento de uma estratigrafia larga e, ainda, com as limitações materiais existentes.

Assim, elaborámos o plano de colheita de material, quer nas formações fossilíferas, quer nas consideradas estéreis. Dedicámos, além disso, particular atenção ao estudo de outras formações circundantes da bacia do Tejo, nomeadamente os sedimentos da orla mesozóica, cuja comparticipação nos depósitos terciários parece ser evidente.

A localização precisa dos materiais estudados é fornecida, em cada rubrica, em quadros de conjunto.

Foi-nos de grande utilidade a bibliografia e cartografia geológicas existentes, às quais recorremos para estabelecer e executar o plano de trabalho. A cartografia existente (publicada ou em minutas inéditas pertencentes aos arquivos dos Serviços Geológicos de Portugal) completada num ponto ou noutro pelos nossos trabalhos de campo (regiões de Ponte de Sor, Galveias, Chança, Tomar) foi utilizada na elaboração de um mapa geológico de conjunto. Modificámo-la sempre que, mercê das nossas observações, julgámos poder fazê-lo.

O referido mapa corresponde, na realidade, a um esboço geológico provisório, na escala aproximada de 1/300 000. O fundo topográfico utilizado foi o Mapa Oro-hidrográfico de Portugal, na escala de 1/200 000, editado pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa. Neste fundo se implantaram os limites geológicos, tendo o conjunto sido reduzido fotograficamente.

É certo que para certas zonas recorremos à cartografia geológica de pormenor, já editada, ou inédita, porém o processo de redução à nova escala não se revestiu do rigor necessário a um mapa. Por outro lado, muitas das manchas foram simplificadas e outras suprimidas ou exageradas, tendo em vista o espírito do trabalho apresentado e a escala escolhida. Outras regiões não possuem ainda levantamentos geológicos de pormenor. Nestas, utilizámos minutas antigas, cujos limites modificámos ou não, em função dos nossos próprios trabalhos, de pormenor, uns, e simples reconhecimentos, outros.

O esboço geológico assim elaborado pretende apenas proporcionar uma visão de conjunto, simplificada, do que procuramos expôr na presente dissertação.

Dada a extensão da área, a apresentação deste trabalho é feita por regiões. Este método não só facilita a tarefa de exposição como lhe dá mais clareza. Por outro lado, tratando em primeiro lugar da sedimentologia das várias unidades estratigráficas, bem marcadas nas regiões melhor conhecidas, é possível extrapolar, a pouco e pouco, os conhecimentos adquiridos às restantes, onde os achados paleontológicos são, praticamente, inexistentes.

Estamos convencidos de que nestas séries sedimentares continentais, como as que formam os terrenos da parte oriental da bacia, o estudo sedimentológico de pormenor é a via de investigação mais eficiente. A minúcia de discriminação, que só o rigor dos métodos laboratoriais pode fornecer, assume papel fundamental.

A caracterização petrográfica dos sedimentos, feita por simples observação directa do terreno, como tem sido usual fazer entre nós, conduz a noções deficientes ou, mesmo, erróneas. Nestes termos não é possível estabelecer correlações estratigráficas assentes em bases sólidas.

No decurso desta exposição ocupar-nos-emos das seguintes rubricas:

- Os depósitos terciários da margem direita da bacia do Tejo;
- Os depósitos terciários da península de Setúbal;
- Os depósitos terciários da margem esquerda da bacia do Tejo;
- Os depósitos discordantes situados a norte do Tejo, entre o Zêzere e Vila Velha de Ródão;
- Considerações finais. Panorama de conjunto da bacia do Tejo. Evolução paleogeográfica. Comparação com outras regiões do país.

Nas regiões de estratigrafia conhecida, os resultados do nosso estudo agrupam-se por unidades estratigráficas. Nas restantes, dado que estas não estavam definidas, reuniram-se em diversos grupos, com base nas afinidades sedimentológicas. Cada um destes engloba amostragem suficientemente expressiva para que se definam e generalizem as

características sedimentológicas essenciais. Estes grupos correspondem, também, a unidades estratigráficas, embora de cronologia não definida.

Finalmente, resta paralelizar as unidades das várias regiões.

Para cada conjunto estudado, far-se-á breve introdução geológica, seguida do estudo sedimentológico. A par deste, formularemos as considerações de carácter paleogeográfico, que se afigurarem oportunas.

O trabalho apresentado não é fruto exclusivo do nosso esforço pessoal. É tão grande a lista de pessoas e entidades a quem ficámos devendo a possibilidade desta realização que receamos imperdoáveis omissões.

Os trabalhos de campo foram subsidiados pelo Centro de Estudos de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa (Fundação do Instituto de Alta Cultura), pela Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos, pela Fundação Calouste Gulbenkian e pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa.

Nos trabalhos de laboratório dispusemos das instalações dos seguintes organismos:

Centro de Estudos de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa, Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências de Lisboa, Centro de Estudos de Pedologia Tropical, «Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences d'Orsay, Laboratoire de Géologie SPCN de la Faculté des Sciences de Paris e Institut de Géographie de Paris».

Aos dirigentes, pessoal científico e técnico destes organismos manifestamos o nosso sincero reconhecimento.

Agradecemos ainda ao Instituto de Alta Cultura, de que somos bolseiro no país, e à Shell Portuguesa uma bolsa de estudo no estrangeiro, onde nos foi possível adquirir parte dos conhecimentos e da experiência postos no trabalho ora apresentado.

Não olvidamos os ensinamentos e o apoio que nos foram dados pelos Professores P. BIROT, A. RIVIÈRE, P. BELLAIR, A. CAILLEUX e MIREILLE TERS. Para eles vai também a nossa gratidão.

Trabalharam connosco, como estagiários, no levantamento geológico das regiões de Ponte de Sor, Galveias e Chança, MIGUEL RAMOS, CARLOS DA MATTA, HIPÓLITO MONTEIRO, EURICO CORREIA, ÁLVARO GIL PEREIRA, ANTÓNIO SILVA MENDONÇA, MARIA HELENA REIS, MARIA ODÍLIA AVELINO, MARIA HELENA ANTUNES, ANDRÉ LOPES DA SILVA e FRANCISCO SALGUEIRO.

Ainda nos trabalhos de campo tivemos a valiosa colaboração dos colectores P. CARREIRA DE DEUS e J. OLIVEIRA, dos Serviços Geológicos de Portugal, e de JOAQUIM CÉSAR LOPES, do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências de Lisboa. A este ficamos devendo também grande parte dos trabalhos fotográficos de que necessitámos.

Colaboraram connosco, nos trabalhos laboratoriais, SÍLVIA XAVIER FURTADO e MARIA HELENA REIS, do Centro de Estudos de Geologia e CELESTE ALVES e ANTÓNIO BARREIRA, do Centro de Estudos Geográficos.

Não esquecemos a contribuição dada por MARIA DA GRAÇA SALVADO, na execução e leitura de numerosos radiogramas de pó, por LUÍSA ORNELAS MENDES, na análise dolo-mimétrica, e por LEONTINA GUIMARÃES, na análise química.

Foram-nos da maior utilidade as sugestões, os conselhos, cedência de materiais e outros auxílios dos colegas FILOMENA DINIZ, ANTÓNIO SERRALHEIRO, BAILIM PISSARRA, ANTÓNIO RIBEIRO, MIGUEL RAMOS, SANCHES FURTADO, TELLES ANTUNES, TELO PACHECO, ILÍDIO DO AMARAL, MATOS ALVES e CARLOS ROMARIZ. VICTOR HUGO FORJAZ facultou-nos importante documentação e material de sondagens, em especial da região de Santarém.

A todos queremos manifestar o nosso profundo reconhecimento.

Aos Serviços Geológicos de Portugal agradecemos, na pessoa do Eng.º FERNANDO MOTTINHO DE ALMEIDA, não só a publicação do nosso trabalho, como todas as facilidades e atenções com que nos tem distinguido.

Aos Professores CARLOS TEIXEIRA e ORLANDO RIBEIRO agradecemos o saber que nos transmitiram, a orientação, a oportunidade que nos deram de realizar uma obra e tudo o que nos proporcionaram para que a que pudéssemos levar a efeito.

Finalmente, um agradecimento especial é dirigido a minha mulher pela ajuda constante que sempre soube dar ao meu trabalho, e principalmente, pelo encorajamento tão útil e necessário.

## CAPÍTULO I

### EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS RELATIVOS À BACIA TERCIÁRIA DO TEJO

Resumir a história dos conhecimentos geológicos desta vasta região não é tarefa fácil, se se atender ao número elevado de investigadores que lhe dedicaram o melhor do seu saber e à diversidade de temas tratados.

Nesta visão retrospectiva procuramos abordar, em especial, os trabalhos de síntese, deixando para mais adiante, sempre que o julgarmos oportuno, a análise de outros temas relativos a áreas mais localizadas. Às vezes, ainda nesta primeira parte, procuramos reunir, em perspectiva de conjunto, estudos dispersos mas alusivos ao mesmo assunto, desde que este tenha tido, de facto, papel importante na condução das ideias gerais do problema — *o conhecimento geológico da bacia terciária do Tejo*.

Pode dividir-se esta evolução dos conhecimentos em três períodos principais. O primeiro, desenvolvido ao longo do século XIX, deve-se ao esforço de ilustres homens de ciência, entre os quais sobressaem CARLOS RIBEIRO e PAUL CHOFFAT. No início, os conhecimentos são poucos e imprecisos, mercê das limitações próprias da época; o mesmo não acontece em relação ao final. Com efeito, muitos dos conceitos actuais têm as raízes na obra meritória dos investigadores daquele tempo.

O segundo período, situado nos primeiros anos do século XX, não nos ocorreu destacá-lo, por motivos de ordem cronológica, mas sim, pelo que ele significa como pilar na história dos ditos conhecimentos. Este período, tão curto no tempo, reveste-se todavia, da maior importância. Entre as obras notáveis salientam-se as de geólogos como ANTÓNIO TORRES, J. C. BERKELEY COTTER e, ainda, P. CHOFFAT. O primeiro, devotado ao Terciário continental, o segundo, à parte vestibular, marinha, e o último, à estratigrafia e à tectónica, são dignos da nossa consideração e respeito. É interessante apontar quão reduzida é, em volume, a obra escrita de A. TORRES, modestamente apresentada como simples notícia explicativa, anexa à memória de F. ROMAN sobre o estudo das faunas terrestres.

Após intervalo relativamente longo (1917 a 1940), durante o qual apenas E. FLEURY e C. FREIRE DE ANDRADE dedicaram à bacia do Tejo algumas considerações, segue-se o que destacámos como terceiro período. Este começa com G. ZEYSZEWSKI, cuja vasta obra, em grande parte, tem sido dedicada à bacia do Tejo. Ainda neste período, mereceram-nos particular atenção os estudos paleobotânicos de C. TEIXEIRA, realizados sobre materiais da mesma bacia. Dos resultados obtidos por este investigador daremos breve visão de conjunto, pois consideramo-los indispensáveis à discussão de certos aspectos a apresentar.

## 1 — A contribuição dos pioneiros do século XIX

Remontam aos princípios do século XIX os mais antigos estudos geológicos relativos à bacia terciária do Tejo. Revestem-se de interesse puramente histórico as observações efectuadas ao longo da costa ocidental da península de Setúbal pelo ilustre homem de ciência JOSÉ BONIFÁCIO DE ANDRADA E SILVA <sup>(1)</sup>. Outras observações geológicas relativas aos mesmos terrenos, devem-se a WILHELM LUDWIG VON ESCHWEGE <sup>(2)</sup>. Ao descrever o corte entre as serras de Sintra e da Arrábida (fig. 1), o autor alemão, que desempenhara em Portugal o cargo de Intendente Geral das Minas e Metais do Reino, dá o panorama do nível dos conhecimentos geológicos de então. Há, evidentemente, nesta obra, imprecisões e erros inevitáveis para a época. No que se refere aos terrenos terciários, após breves considerações sobre a extensão da *Formação basáltica* e respectiva constituição mineralógica, ESCHWEGE alude, pela primeira vez, aos *conglomerados que se acham no vale de Bemfica e Porcalhota*; não se apercebe que eles passam sob o Terciário marinho, considerando-os como formação local, preenchendo o fundo do vale. Descreve em seguida a *Formação terciária* de Lisboa, de Almada e da serra da Arrábida (correspondente aos terrenos hoje atribuídos ao Miocénico).

Um primeiro esboço de separação estratigráfica da formação terciária é posto em evidência pelo autor, ao distinguir nela, do topo para a base:

- Calcário grosseiro;
- Grés verde com marnes;
- Argila plástica;
- Bancos de petrificação de conchas.

A estrutura em sinclinal destas camadas, na península de Setúbal, e a respectiva cobertura pelo *terreno de aluvião*, estão patentes no esquema traçado.

O problema da modernidade da actual saída do Tejo é igualmente focado pelo autor, bem como o relativo à hipótese da antiga foz deste rio se relacionar com a zona onde hoje se situa a lagoa de Albufeira, hipótese com a qual ele parece não concordar.

Com DANIEL SHARPE <sup>(3, 4, 5)</sup> avança-se mais um passo quanto aos conhecimentos geológicos da *great tertiary basin*, compreendendo as bacias do Tejo e do Sado, separadas pelos relevos que constituem a serra da Arrábida. Inicialmente, tendo tomado conhecimento apenas com os terrenos da parte vestibular da bacia, SHARPE julgou estar em presença de uma série exclusivamente marinha, que apresentou dividida em:

- Upper tertiary sands;
- Almada beds;
- Lower tertiary conglomerate.

<sup>(1)</sup> J. B. DE ANDRADA E SILVA — Nota sobre a nova mina de ouro da outra banda do Tejo. *História e Memórias da Academia Real das Sciencias*. Tomo V, parte I, pp. 140-152. Lisboa, 1817.

<sup>(2)</sup> W. L. ESCHWEGE — Memoria geognostica ou golpe de vista do perfil das estratificações das diferentes rochas, de que he composto o terreno desde a serra de Cintra na linha de Noroeste a Sudoeste até Lisboa, atravessando o Tejo até à Serra da Arrabida, e sobre a sua idade relativa. *Historia e Memórias da Academia Real das Sciencias de Lisboa*. Tomo XI, parte I, pp. 253-280. Lisboa, 1831.

<sup>(3)</sup> D. SHARPE — On the strata in the immediate neighbourhood of Lisbon and Oporto. *Proceedings of the Geological Society of London*. Vol. I, pp. 394-396. Londres, 1834.

<sup>(4)</sup> D. SHARPE — On the Geology of neighbourhood of Lisbon. *Transactions of the Geological Society of London*. 2.<sup>a</sup> série, vol. VI. Londres, 1842.

<sup>(5)</sup> D. SHARPE, E. FORBES & J. MORRIS — On the Secondary District of Portugal which lies on the North of the Tagus. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*. Vol. VI, pp. 135-210. Londres, 1850.

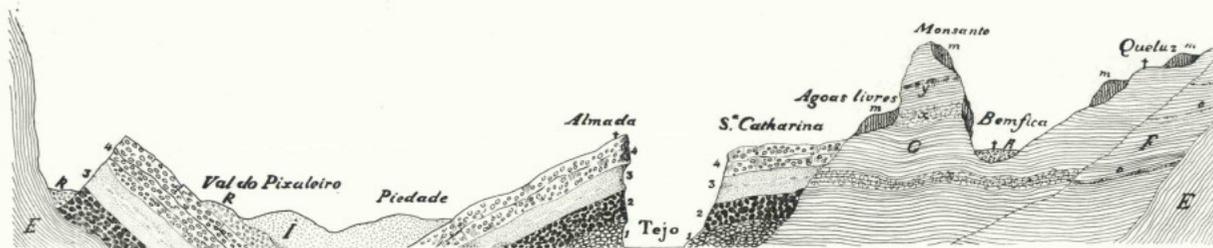


Fig. 1—Corte geológico entre as serras de Sintra e da Arrábida (parte) concebido por W. L. ESCHWEGE, em 1831.

*E* — Calcarea Alpino [Jurássico superior]; *F* — Grés de Nebra com lenhitos (o) [Cretácico inferior];  
*G* — Calcarea de Jura com bancos de Hippurites (x), e ninhos e cintos de pederneiras (y) [Cenomaniano  
e Turoniano]; *I* — Terreno de Alluvião [Plio-pleistocénico]; *k* — Conglomerados [Paleogénico]; *m* — Ba-  
saltos. A «Formação terciária» está representada por: 1 — bancos de petrificações de conchas; 2 — argilla  
plástica; 3 — grés verde com marnes; 4 — calcarea grosseiro.

As *Upper tertiary sands* correspondem aos terrenos hoje considerados pliocénicos e quaternários. As *Almada beds* estão datadas, desde essa altura, como miocénicas, por JAMES SMITH <sup>(1)</sup>, através do estudo de fósseis nelas encontrados. O *Lower tertiary conglomerate*, refere-se ao conglomerado de Benfica, o qual, então como hoje, ocupa posição estratigráfica mal definida.

Ao estender as suas observações ao Ribatejo, SHARPE refere-se aos calcários lacustres de Torres Novas, Pernes, Tomar, etc., admitindo que talvez sejam equivalentes lacustres das *Almada beds*.

A Comissão Geológica que, em 1857, recolheu os elementos necessários à redacção da Carta Geológica do Reino <sup>(2)</sup>, decidiu incluir no Terciário todos os terrenos bem estratificados e mais modernos do que as formações cretácicas.

CARLOS RIBEIRO <sup>(3, 4)</sup> perfilhou esta opinião, até 1866, data em que, mercê da descoberta de «silex talhados» na região da Ota <sup>(5)</sup>, considerou quaternários todos os terrenos das bacias do Tejo e do Sado posteriores ao Cretácico, com excepção dos do Miocénico marinho e dos que lhe ficam directamente subjacentes. Esta cronologia foi adoptada quanto aos depósitos continentais das bacias do Guadiana, bem como a outros do interior do maciço antigo, situados às mais variadas altitudes.

CARLOS RIBEIRO dividia, então, os terrenos quaternários em três grupos:

*Grupo superior* — corresponde aos terraços mais baixos e ao Holocénico.

*Grupo médio* — engloba os depósitos sobrepostos aos calcários lacustres, as cascalheiras do planalto ribatejano, a leste do Tejo, e os terraços altos deste rio.

*Grupo inferior* — constituído por grés, argilas, margas e calcários.

Finalmente, em consequência das próprias investigações e, talvez, influenciado pela tese do Padre BOURGEOIS (que admitia a existência de sílices trabalhados nos depósitos terciários de Pontlevoy, França), CARLOS RIBEIRO <sup>(6)</sup> reviu a sua posição, admitindo a existência de um *ser inteligente* nos tempos terciários, autor dos sílices trabalhados existentes nos terrenos das bacias do Tejo e do Sado.

Estes terrenos, novamente considerados terciários, foram agrupados nas seguintes divisões:

#### FORMAÇÃO PLIOCÉNICA

- Areias e argilas, avermelhadas, cinzentas e brancas, contendo na base (apenas nos arredores de Lisboa) fósseis de moluscos marinhos, representados por moluscos internos e restos de vegetais terrestres. A formação pliocénica estende-se às bacias do Tejo e do Sado e às regiões interiores das bacias do Mondego e do Vouga.

<sup>(1)</sup> J. SMITH — On the age of the Tertiary Beds of the Tagus, with a catalogue of the fossils. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*. Vol. III, pp. 410-423. Londres, 1847.

<sup>(2)</sup> A Carta Geológica de Portugal e Espanha de VERNEUIL [1864] baseia-se nos elementos geológicos fornecidos pela citada Comissão Geológica.

<sup>(3)</sup> C. RIBEIRO — Descrição do terreno quaternário das bacias dos rios Tejo e Sado. *Memórias da Comissão Geológica de Portugal*. Lisboa, 1866.

<sup>(4)</sup> C. RIBEIRO — Note sur le terrain quaternaire du Portugal. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 2.<sup>a</sup> Série, vol. XXIV, pp. 692-717. Paris, 1867.

<sup>(5)</sup> Veja-se, a propósito destes sílex, os esclarecimentos dados por H. BREUIL e G. ZBYSEWSKI [1942] em *Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Portugal et de leurs rapports avec la géologie du Quaternaire* (Volume I) *Com. Serv. Geol. de Portugal*, tomo XXIII, p. 9.

<sup>(6)</sup> C. RIBEIRO — Descrição de alguns sílex e quartzites lascados nas camadas dos terrenos terciário e quaternário das bacias do Tejo e do Sado. *Academia Real das Ciências de Lisboa*, 1871, 57 p.

## FORMAÇÃO MIOCÉNICA

- Andar superior b) — Calcários, grés e argilas muito fossilíferas, de fácies marinha. Este andar corresponde aos terrenos ainda hoje considerados do Miocénico marinho, como os de Lisboa, Arrábida, Alcácer e Algarve.
- Andar superior b') — Calcários, margas e arenitos lacustres, às vezes com fauna límnic. Reuniam-se, neste grupo, os calcários existentes entre Carregado e Tomar, incluindo os de Santarém. Além destes, considerava na mesma alínea os calcários de Cano, de Vidigueira e de Moura.
- Andar inferior a) — Depósitos detríticos grosseiros e calcários com raros fósseis de água doce, existentes entre Benfica e Sacavém, em Colares e no Sabugo. Este andar corresponde aos terrenos hoje designados por Complexo de Benfica.
- Andar inferior a') — Depósitos detríticos grosseiros, argilas e calcários, bem representados entre Rio Maior e Tomar.

CARLOS RIBEIRO chamou a atenção para o facto das camadas do grupo (b) cobrirem, em concordância, as do grupo (a). Quanto ao grupo (b') diz apenas que se sobre põe ao (a').

A Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:500 000, de 1876, da autoria de CARLOS RIBEIRO e NERY DELGADO, considera as seguintes rubricas referentes ao Terciário:

*Lacustre superior* (n<sup>2</sup>) — representado pelas areias superiores do Cartaxo, da Golegã e da Barquinha, etc.

*Lacustre inferior* (n<sup>1</sup>) — reúne os conglomerados de Benfica e as grandes extensões de calcários lacustres entre Carregado e Tomar (incluindo Santarém).

*Marinho* (n<sup>2</sup>) — corresponde ao actual Miocénico marinho; aqueles autores colocaram-no, estratigráficamente, intercalado entre os lacustres inferior e superior.

A última classificação dos terrenos terciários de Portugal, da autoria de C. RIBEIRO, data de 1878; foi apresentada ao Congresso Internacional de Geologia, reunido em Paris (1).

A sucessão das formações, exposta nesta comunicação, é a seguinte:

Pliocénico	—	V — Formação arenosa.
Miocénico médio e superior	{	IV — Formação de água doce, com vertebrados terrestres, invertebrados e plantas fósseis. III — Formação marinha com fósseis análogos aos da bacia de Viena.
Miocénico inferior	{	II — Formação sedimentar de água doce com raros fósseis. I — Formação basáltica, em massas, em filões e em mantos.

No Congresso Internacional de Antropologia e de Arqueologia Pré-históricas, reunido em Lisboa, em 1880, C. RIBEIRO (2) reafirma a idade miocénica dos terrenos donde provém os célebres «silex talhados». Imagina um grande lago na bacia do Tejo, contemporâneo do complexo basáltico de Lisboa, e, logo que a intensidade vulcânica diminuiu,

(1) C. RIBEIRO — Des formations tertiaires du Portugal. *Congrès International de Géologie de 1878*. N° 21 de la série, pp. 205-214. Paris, 1880.

(2) C. RIBEIRO — L'homme tertiaire en Portugal. *Compte Rendu de la neuvième session à Lisbonne 1880, du Congrès International d'Antropologie et d'Archéologie Préhistoriques*. pp. 81-118. Lisboa, 1884.

os conglomerados, arenitos e argilas miocénicas (refere-se ao complexo de Benfica) precipitaram-se no fundo do dito lago. Segundo este autor, o vulcanismo continuou durante esta deposição <sup>(1)</sup>. Tal vulcanismo teria, ainda, afugentado o «Homem» estabelecido nas margens do grande lago, sobre a vertente oriental das montanhas calcárias.

C. RIBEIRO estabelece, ainda, a sucessão geológica do terciário continental, desde os calcários de Alenquer, até aos de Almoester; considera estes últimos sincrónicos dos de Santarém e de Tomar. Diz, mais, que as areias pliocénicas se desenvolvem, sobretudo, a sul do vale do Tejo. Na margem direita, o mesmo autor considera apenas desta idade as formações arenosas existentes entre Azambuja e Cartaxo. Além dos argumentos de campo, C. RIBEIRO baseou-se em estudos paleontológicos de OSWALD HEER <sup>(2)</sup> (que se ocupou dos vegetais fósseis) e em algumas determinações relativas a vertebrados, efectuadas por GAUDRY.

Não seria justo deixar de realçar a obra meritória de CARLOS RIBEIRO, não só pelo que ela encerra de rigor e precisão nas observações que nos legou, mas também pela largueza dos conceitos, muitos dos quais, após longo período de olvido, voltam a ocupar posição de actualidade. É o que se passa, nomeadamente, em relação aos calcários de Santarém e às areias pliocénicas citadas no parágrafo anterior.

Outro esquema da sucessão estratigráfica relativa à bacia do Tejo, da autoria de P. CHOFFAT, encontra-se reproduzido na obra de F. FONTANNES <sup>(3)</sup>:

IV — Sables d'Alfeite, sans fossiles (peut-être quaternaires).

III — Molasse marine avec intercalation d'une ou peut-être de plusieurs assises de sable avec bancs de marne contenant végétaux terrestres (œningien d'après HEER).

II — Conglomérat d'Otta.

I — Formation basaltique avec marnes d'eau douce intercalées.

Entretanto, além de FONTANNES [1883 e 1884] e de O. HEER [1881 e 1884], outros ilustres paleontologistas se debruçaram sobre os problemas estratigráficos da bacia terciária do Tejo como, por exemplo, PEREIRA DA COSTA [1866-1867], R. TOURNOUER [1879] e BERKELEY COTTER [1879]. Assim, crescem e consolidam-se as bases de esquemas futuros.

A nova edição da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:500 000, de 1899, da autoria de J. F. NERY DELGADO e PAUL CHOFFAT, apresenta, pela primeira vez, o Complexo de Benfica como Oligocénico. Todavia, os calcários e conglomerados existentes entre Carregado e Ota são designados pelo símbolo OM<sup>1</sup>, em virtude da incerteza dos autores, de os colocarem ora no Oligocénico, ora no Miocénico. Deste novo mapa, os autores deram notícia breve por ocasião do 8.º Congresso Geológico Internacional, reunido em Paris, em 1900 <sup>(4)</sup>. A classificação do Terciário da bacia do Tejo, extraída desta comunicação, é a seguinte:

*Pliocénico* — Areias superficiais de que raramente se pode fixar a idade em virtude da pobreza de fósseis.

<sup>(1)</sup> P. CHOFFAT rebate este ponto de vista, demonstrando que tal não sucedeu. In P. CHOFFAT, J. G. B. COTTER & A. GIRARD — Étude géologique du tunnel du Rocio. Contribution à la connaissance du sous-sol de Lisbonne. *Memórias da Comissão dos Trabalhos Geológicos de Portugal*. 106 p. Lisboa, 1889.

<sup>(2)</sup> O. HEER — Contributions à la flore fossile du Portugal. *Memórias da Secção de Trabalhos Geológicos de Portugal*. 51 p. Lisboa, 1881.

<sup>(3)</sup> F. FONTANNES — Note sur quelques gisements nouveaux des terrains miocènes du Portugal et description d'un portunien du genre *Achelous*. *Annales des Sciences Géologiques*. Vol. XVI, p. 1-36. Paris, 1884.

<sup>(4)</sup> J. F. NERY DELGADO & P. CHOFFAT — La Carte Géologique du Portugal. *Comptes Rendus de 8<sup>e</sup> session du Congrès Géologique International de Paris*, 1900. pp. 743-746. Paris, 1901.

*Miocénico lacustre* — calcários e areias, do interior da Bacia do Tejo, alguns dos quais forneceram faunas de vertebrados, como *Hipparion* e *Mastodon*.

*Miocénico marinho* — Circunscrito à parte vestibular da bacia; sequência estratigráfica desde o Aquitaniano ao Tortoniano, com alternância de argilas, molassos, grés e areias, faunas marinhas e continentais.

*Oligocénico* — Conglomerados intercalados entre o manto basáltico e o Aquitaniano (complexo de Benfica).

*Manto basáltico* — Alternância de basaltos, de tufos e de margas com fósseis de gastrópodes terrestres.

BERKELEY COTTER refere-se aos gastrópodes citados, encontrados em pequenos «ninhos», nas margas do complexo basáltico. No trabalho que a este respeito publicou em 1901 <sup>(1)</sup> afirma não haver elementos para fixar a idade das formações basálticas de Lisboa. Estas poderiam ser eocénicas ou oligocénicas, mas nunca miocénicas, como o propuzera CARLOS RIBEIRO.

## 2 — As grandes sínteses do princípio do século XX

Nos primeiros anos do século XX o Terciário marinho da parte vestibular da bacia do Tejo começava a ser conhecido, em pormenor, mercê da obra notável de alguns geólogos, entre os quais sobressai J. C. BERKELEY COTTER. Este autor estabeleceu uma sequência estratigráfica do Miocénico de Lisboa <sup>(2)</sup> ainda hoje perfeitamente válida:

### TORTONIANO

VIIIb — Areias e grés finos, argilas, grés calcários, conglomerado conquífero e calcário margo-silicioso, com *Pecten* aff. *opercularis*, de Cabo Ruivo.

VIIIa — Areias finas micáceas (areolas) e grés argiloso, alternando com estratos calcários de *Pecten tenuisulcatus*, de Braço de Prata.

### HELVECIANO SUPERIOR

VIc — Molasso calcário, com *Ostrea crassicosata* var. *gigantea*, de Marvila.

VIb — Grés silicioso, calcário e argilo-calcário, com *Schizaster scillae*, dos Grilos.

VIa — Argilas, margas e grés fino argiloso, com *Venus brocchii*, de Xabregas.

### HELVECIANO INFERIOR

Vc — Camadas com fósseis espatizados, com *Anomia choffati*, da Quinta das Conchas.

Vb — Areias e molasso arenoso, do Vale de Chelas.

Va — Molasso calcário, com *Pecten scabriusculus*, da Musgueira.

<sup>(1)</sup> J. C. B. COTTER — Sur les mollusques terrestres de la nappe basaltique de Lisbonne. *Comunicações da Direcção dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. IV, pp. 127-147. Lisboa, 1901.

<sup>(2)</sup> J. C. B. COTTER — O Miocénico marinho de Lisboa — Com prefácio por G. ZYSZEWSKI. Publicação póstuma. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XXXVI (Supl.), 174 p. Lisboa, 1956.

## BURDIGALIANO SUPERIOR

IVb — Areias, argilas e molasso arenoso, com *Ostrea crassissima* e impressões de vegetais, da Quinta do Bacalhau.

IVa — Argilas azuis, com *Pereiraia gervaisi*, do Areeiro.

III — Banco Real.

II — Areolas, com *Pecten pseudo-pandorae*, da Estefânia.

I — Molasso e argilas, com *Venus ribeiroi*, dos Prazeres.

Salvo algumas pequenas modificações, em especial no que se refere à revisão e actualização da nomenclatura paleontológica, o esquema apresentado mantém-se com actualidade impressionante, o que só prova a grande competência e rigor científico de J. C. BERKELEY COTTER. Conjuntamente, este autor deixou imensa lista das faunas marinhas existentes, a qual, de então para cá, apenas sofreu ligeiras actualizações e alguns acrescentos, mercê do estudo de investigadores mais modernos. A obra de COTTER é, sem dúvida, um pilar da Geologia portuguesa. Os geólogos que posteriormente abordaram os mesmos problemas não podem deixar de lhe reconhecer esse mérito.

O que se tem dito e transcrito nestas páginas dá ideia breve do panorama dos conhecimentos geológicos relativos à bacia terciária do Tejo, na época em que J. F. NERY DELGADO, então presidente da Comissão do Serviço Geológico de Portugal, entregou a ANTÓNIO TORRES o estudo dos terrenos terciários. Este ilustre geólogo publicou, em colaboração com o paleontólogo de Lyon, FRÉDÉRIC ROMAN (que se ocupou do estudo das faunas terrestres), importante memória <sup>(1)</sup>. Este trabalho é, incontestavelmente, um dos mais importantes documentos relativos ao Terciário continental da bacia do Tejo, pois teve, como se verá, papel decisivo na evolução dos conhecimentos geológicos desta região; toda a série de trabalhos posteriores continua a basear-se no esquema de A. TORRES.

Referindo-se à tarefa que aceitara, escreve ROMAN [p. 2]: «La tâche était ardue: on se trouve en effet en présence d'un vaste bassin très probablement en voie d'affaissement continu, où se versaient sans cesse des sédiments sableux ou gréseux d'aspect lithologique très monotone, à quelque niveau qu'on les observe».

Esta noção de subsidência existia já no espírito da época, bem como a percepção da dificuldade de separação estratigráfica de terrenos litologicamente tão semelhantes. Escreveu, ainda, o autor francês que as camadas calcárias são pouco numerosas, pouco espessas, frequentemente interrompidas e raramente fossilíferas, o que torna duplamente valioso o trabalho de ordenação estratigráfica de A. TORRES.

Há razões para afirmar que TORRES estabeleceu a estratigrafia destes terrenos baseado apenas em observações de campo e que a fez anteriormente aos estudos paleontológicos de ROMAN. Este último reconheceu, no seu trabalho, duas dificuldades. Por um lado, os exemplares de moluscos terrestres eram, na maioria, moldes internos, em mau estado de conservação e, por outro, a falta de materiais de comparação. Nestes termos foi obrigado a recorrer às faunas das bacias mediterrânicas e do oeste da França (atlânticas). As espécies novas que descreveu, baseado em tão pequeno número de exemplares, atestam as dificuldades aludidas. Nestas circunstâncias, deve realçar-se que o valor estratigráfico dos resultados paleontológicos obtidos é deveras precário.

Um segundo reparo, que não pode deixar de ser feito no início desta análise, é o que se refere ao facto de ROMAN descrever as espécies pela ordem estratigráfica for-

<sup>(1)</sup> F. ROMAN & A. TORRES — Le Néogène continental de la basse vallée du Tage (rive droite). *Mémoria da Comissão do Serviço Geológico de Portugal*. 190 p. Lisboa, 1907.

neçada por A. TORRES, colocando-as portanto na cronologia obtida por outras observações geológicas (alheias à paleontologia). Frisamos este ponto para acentuar que consideramos destituído de qualquer valor a invocação das faunas de ROMAN para atribuição de idades, como frequentemente tem acontecido. Por exemplo, veja-se o que se passa em relação com os calcários da Quinta da Marquesa, no Carregado, cuja fauna é representada por:

— *Limnaea* do grupo de *L. pachygaster* THOMAE.

— *Nystia tagica* ROMAN.

Nem a espécie identificada como do grupo de *L. Pachygaster*, e, muito menos, a espécie nova, fornecem qualquer base estratigráfica consistente. Mesmo nas melhores condições de identificação paleontológica, a diminuta possibilidade de migração destes moluscos, que podem ter, em bacias diferentes, uma evolução própria, tira-lhes, querem-nos parecer, valor estratigráfico.

Note-se que o próprio ROMAN nada afirma quanto à idade das rochas onde estes fósseis se encontram. Assim, começa por dizer: «Tout à fait à la base de la formation continentale de la basse vallée du Tage, et en contact avec le Secondaire, le Tertiaire débute par un conglomérat grossier considéré, jusqu'ici comme Oligocène, bien qu'il n'ait encore fourni aucun débris organisé susceptible de donner une indication sur son âge. Ce conglomérat a été parallélisé au conglomérat de Benfica près de Lisbonne, qui est intercalé entre la nappe et les tufs basaltiques à *Bulimus olisipponensis* et le Burdigalien marin bien typique».

«Le conglomérat de base est surmonté, aux environs de Carregado par une assise calcaire (pedreira da Marquesa) qui se prolonge vers le nord, avec la même position stratigraphique dans la direction d'Alemquer».

ROMAN deixa perceber, sem sombra de dúvida, ter-se baseado na estratigrafia estabelecida e aí ter arrumado as espécies identificadas. Reconhece, além disso, que o significado estratigráfico dos exemplares que estudou é bastante precário. Não obstante esta posição, ROMAN [1907, p. 8] pretende demonstrar, com argumentos paleontológicos um pouco forçados, que os calcários do Carregado pertencem ao Oligocénico médio ou superior. E, ao dizer que aqueles calcários se sobrepõem ao «conglomerado de base», considerado equivalente do de Benfica, continua a revelar-se influenciado por um esquema estratigráfico alheio aos achados paleontológicos.

Ao apontar estas passagens da obra de ROMAN, bem como da do geólogo que se vê estar na base de todas as suas congeminções, ANTÓNIO TORRES, não queremos, de modo nenhum, menosprezá-las. Apenas pretendemos acentuar, fundamentalmente, que a idade oligocénica destas formações começou por ser sugerida através de observações geológicas de campo. A fauna a elas associada, destituída de valor estratigráfico, foi, como se viu, influenciadamente atribuída a esse sistema. Não obstante, é frequente, na bibliografia portuguesa, o recurso a *Limnaea pachygaster* para documentar a idade oligocénica de certas formações.

Aos calcários da Quinta da Marquesa segue-se novo conglomerado (*conglomérat de Carregado*), que se prolonga na direcção de Alenquer (*conglomérat d'Ota*). A estas camadas sucedem-se arenitos mais ou menos grosseiros, que se estendem para leste, até Vila Nova da Rainha, e para norte, passando por Rio Maior, até Arneiro (Pernes). Esta série, designada por *Horizon d'Archino* (localidade rica de fósseis vegetais e de vertebrados), contém formações depositadas possivelmente em ambiente lagunar, em comunicação com o mar, pelo menos na primeira fase da deposição; parece prová-lo a presença, na base, de *Ostrea crassissima*. É o caso dos bancos de ostras dos v. g. de Pombas e

de Matão, a oeste de Azambuja. As camadas gresosas e conglomeráticas da base estão fortemente inclinadas na zona de contacto com a orla, mas quase horizontais em Archino.

Ao nível de *Ostrea* sobrepõem-se camadas, tipicamente continentais, formadas por areias, a que se sucedem margas (*marnes d'Archino*) com flora continental e fauna de mamíferos terrestres. Os vegetais foram atribuídos por O. HEER [1881] ao Miocénico superior. Entre os vertebrados terrestres ROMAN descreveu *Hipparion gracile* e *Tragocerus amaltheus*, que lhe permitiram referir o jazigo, com segurança, ao Pontiano.

A terminar este capítulo, o mesmo paleontólogo diz [p. 10]: «Ce niveau nous servira donc de repère pour classer les couches d'eau douce à mollusques continentaux qui viennent reposer sur lui en concordance».

Mais uma vez ROMAN deixa transparecer a pouca importância que atribuía ao valor estratigráfico dos moluscos de água doce.

O terceiro conjunto estratigráfico (*Horizon des calcaires de Cartaxo*) segue-se às margas de Archino; está representado desde a região de Azambuja, onde ocupa o cimo de algumas colinas (como em Aveiras de Cima), estendendo-se para norte, até Tomar. Pertencem a este horizonte os calcários de Pontével, Cartaxo, Assêiceira, Rio Maior, Pernes, etc. A fauna límnic descrita por ROMAN provém dos calcários do Cartaxo e dos da região de Rio Maior; compreende, ao todo, 17 espécies (1), das quais 5 foram descritas pela primeira vez e 6 correspondem a identificações aproximadas ou incompletas. As restantes espécies, embora classificadas com mais segurança, deixam ainda sérias dúvidas quanto à posição estratigráfica. Prova-o a afirmação de ROMAN [p. 25]: «La position des calcaires de Cartaxo à très peu de distance au dessus des assises d'Archino, dont la faune est nettement pontique, est un argument de plus pour rattacher encore ces calcaires à cet étage».

O principal argumento que inspirou a cronologia atribuída à fauna límnic foi a convicção da idade pontiana das margas com *H. gracile* de Archino.

Na mesma obra, como quarto e último termo estratigráfico, com fósseis lacustres, aparece o *Horizon des calcaires de Santarém*.

Assim, como nos outros horizontes descritos, a posição estratigráfica destas formações, foi primeiro definida pelas relações de posição em observações de campo. Segundo ROMAN, aos calcários de Cartaxo sobrepõem-se, em concordância, margas azuladas. Sobre elas, abarrancando-as, repousam areias brancas e amareladas (areias do Setil) que, formando a colina de Santarém, servem de suporte à camada, sub-horizontal, dos calcários da mesma localidade.

Neste ponto, estamos convencidos de que a natureza muito semelhante dos terrenos (areias inferiores aos calcários de Santarém e areias do Setil) induziram A. TORRES em erro.

Seguindo o esquema deste autor (como sempre o fez em todo este trabalho), ROMAN foi levado a atribuir ao Pliocénico uma fauna pouco significativa (como, de resto, ele admite) que, se acaso proviesse dos calcários do Cartaxo, não destoaria da idade destes. Prova-o uma frase de ROMAN [p. 30]: «Je ferais toutefois remarquer que la tendance des divers mollusques à se rapprocher des formes miocènes indique que l'on se trouve en présence d'un niveau relativement peu élevé du Pliocène».

Uma das formas, *Glandina aquensis*, é conhecida nos calcários de Pernes e nos de Alcoentre, atribuídos ao Pontiano, e as restantes não fornecem quaisquer indicações.

O próprio ROMAN notou a inconsistência estratigráfica desta fauna ao afirmar [p. 29]: «La seule découverte qui pourrait trancher définitivement la question serait la trouvaille de débris de vertébrés. En absence de cette donnée les raisons que l'on peut

(1) Distribuídas pelos géneros *Testacella*, *Helix*, *Limnaea*, *Planorbis*, *Bithinia*, *Viviparus*, *Cyclostoma* e *Melania*.

invocar em favor do rattachement des calcaires de Santarém à la partie tout à fait terminale du Miocène ou à la base du Pliocène sont bien précaires».

Apesar do assomo de independência que o colocou, momentaneamente, mais próximo da verdade, mais uma vez ROMAN foi buscar ao esquema de A. TORRES a resposta que os fósseis lhe não permitiram obter. De facto [p. 30], diz: «Cependant, en considérant que les calcaires de Santarém sont séparés des calcaires de Cartaxo, qui représentent déjà un niveau élevé du Pontique, par une assez épaisse série de sédiments, et qu'il y a en outre un ravinement postérieur au dépôt des marnes bleues de Setil, superposés au calcaire de Cartaxo, je me range assez volontiers à l'opinion qui consiste à considérer ces calcaires comme appartenant au Pliocène». E mais adiante: «...je crois être assez près de la vérité en rattachant les calcaires de Santarém à la base de l'étage Plaisancien».

Após um capítulo inteiramente dedicado ao estudo paleontológico das faunas terrestres encontradas, em intercalações, no Miocénico marinho de Lisboa e nas formações continentais de Vila Nova da Rainha, Azambuja e Archino, ROMAN traça breve resenha da evolução paleogeográfica da baixa bacia do Tejo. Resumidamente, diz este autor: No fim do Cretácico ter-se-ia dado a emersão da região lusitânica, acompanhada de fracturações da crosta, que facilitaram os derrames basálticos e demais actividade vulcânica.

Desde o fim das erupções estabelece-se, na parte baixa da bacia do Tejo, regime torrencial, favorecido pelos relevos criados pelos movimentos do fim do Mesozóico. Formou-se, assim, o conglomerado de Benfica, atribuído ao Oligocénico. Este conglomerado marcou o início de movimentos de imersão (transgressão) do Burdigaliano inferior, caracterizado por mar pouco profundo, confinado à região de Lisboa (1). Após a regressão iniciada no Burdigaliano superior, dá-se nova invasão do mar (Helveciano inferior), atestada pela presença de bancos de ostras na região de Alenquer (2).

Com o Tortoniano termina o Miocénico dos arredores de Lisboa. Sucedem-lhe as areias pliocénicas do Alfeite, com vegetais terrestres e raros moluscos marinhos, assentes em discordância sobre o Miocénico médio. No Pontiano houve emersão do baixo vale do Tejo, nos arredores de Lisboa; esses movimentos estariam relacionados com a fase da orogenia alpina que originou a cadeia Bética. Na orla norte, as camadas vindobonianas assentam em discordância sobre o Oligocénico e o Mesozóico.

Aqui, as camadas do topo do Vindoboniano são já francamente continentais (margas de Aveiras de Baixo, com vertebrados terrestres); elas são imediatamente cobertas pelas margas pontianas de Archino e de Azambuja, com *Hipparion gracile*.

Continuando a descrição da sucessão estratigráfica, ROMAN [p. 77] diz: «Puis viennent les calcaires de Cartaxo qui couvrent une immense surface, et offrent une faune de mollusques nettement pontique».

Como é, então, admissível falar de fauna «nettement pontique», com base nos elementos expostos e que o próprio autor considerou inconsistentes? O facto de ROMAN ter arrumado a fauna límnic de acordo com a estratigrafia estabelecida anteriormente por A. TORRES e ainda o precário significado estratigráfico de tais fósseis não permitem aquela afirmação.

Reparo idêntico deve ser feito a propósito da frase que mais adiante se pode ler [p. 78], alusiva aos calcários de Santarém: «Ces sables (refere-se às areias do Setil) supportent à leur tour, à Santarém, des calcaires renfermant une faune d'eau douce qui appartient nettement au Pliocène inférieur».

(1) O jazigo fossilífero do vale do Cortiço (Almeirim) só foi descoberto em 1946, pelo colector P. CARREIRA DE DEUS [G. ZBYSZEWSKI, 1947].

(2) Só mais tarde [FLEURY, 1919] se verificou que os níveis de ostras atingem Azambuja e Alcanhões (Santarém).

Esta afirmação é, ainda, mais grave, pois assenta, como se viu, em base absolutamente inválida; tem sido, todavia, um dos sustentáculos da idade pliocénica dos calcários de Santarém.

No Pliocénico o mar fez novo avanço («sables d'Alfeite»); ainda, segundo ROMAN, esta imersão do estuário do Tejo durante o Pliocénico inferior teve por consequência a mudança do nível de base do vale fluvial, originando abarrancamentos a montante, como os existentes nas margas do Setil (situadas sobre os calcários do Cartaxo), preenchidas por areias brancas e pouco grosseiras.

Este raciocínio é ilógico, pois a imersão referida, provocada pelo avanço transgressivo do mar, teve como consequência a subida do nível de base fluvial e, ao contrário do que afirma ROMAN, a respectiva diminuição da actividade erosiva a montante.

Mais uma vez o pré-estabelecido se sobrepõe aos factos.

O esquema de A. TORRES, modestamente apresentado como notícia estratigráfica anexa ao trabalho de ROMAN, merece o mais profundo respeito. Foi este esquema que serviu de base a todas as congeminções que, desde essa altura, se fizeram acerca do Neogénico continental da bacia do Tejo.

A classificação das formações continentais da bacia do Tejo, segundo A. TORRES, é a seguinte:

	MODERNO	{	10 — Aluviões do Tejo, tufos modernos e argilas vermelhas.
		{	9 — Calhaus rolados envolvidos numa pasta argilosa vermelha.
	QUATERNÁRIO		8 — Depósitos de tufos e travertinos, com fósseis vegetais e gastrópodes de água doce.
TERCIÁRIO	Superior (Pliocénico)	{	7 — Calcários com fauna límnic (Calcários de Santarém).
		{	6 — Areias e grés com intercalações de leitos de argila com fósseis vegetais. Formação arenosa do Cartaxo.
	Médio (Miocénico)	{	5 — Calcários com fauna límnic (Calcários de Peres, de Cartaxo, de Rio Maior, de Tomar, etc.). Pontiano.
		{	4 — Grés grosseiros com intercalações de leitos de argila com fósseis de vegetais e de vertebrados. Formação arenosa de Arneiro. Inclui os níveis com vertebrados terrestres de Archino (Pontiano), de Fonte do Pinheiro (base do Pontiano ou Sarmaciano superior) e de Aveiras de Baixo. Sarmaciano ou Tortoniano superior.
		{	3 — Grés grosseiros com ostras. Burdigaliano ou Helveciano inferior.
	Inferior (Oligocénico)	{	2 — Calcários com raros fósseis (Calcários de Alcanede).
{		1 — Grés grosseiros. Formação arenosa inferior ou grés de Monsanto.	

Foi esta classificação de que se serviu ROMAN quanto à posição estratigráfica em que colocou a fauna límnic que descreveu. Esta sobreviveu a todas as investigações que, posteriormente, se fizeram e, além disso, está na essência de todas as construções teóricas que apareceram de então a esta parte. O mesmo esquema tem servido também de padrão usado na cartografia geológica de pormenor que cobre já a maior parte da vasta região da bacia. O que nele julgamos poder apontar como inexacto — a posição estratigráfica dos calcários de Santarém e da série arenítica subjacente — é verdadeiramente insignificante em face da totalidade da respectiva construção teórica.

Em 1917, ROMAN publicou novas observações sobre as faunas continentais do Tejo <sup>(1)</sup>, tendo então ao dispor novos elementos de comparação do Terciário lacustre de Espanha, apresentados na obra de SCHLOSSER [1907] <sup>(2)</sup>. É curioso notar que, se por um lado a fauna límnic pontiana de Espanha (Teruel, Conclud) apoia a idade admitida para os calcários do Cartaxo, é, por outro lado, mais um elemento para pôr em dúvida a idade Pliocénica do calcário de Santarém. Com efeito, a fauna de Santarém está contida no Pontiano espanhol.

Se dedicámos tão minuciosa análise às obras de ROMAN e de TORRES é porque, tendo elas influenciado profundamente as mais modernas concepções sobre o Terciário da bacia do Tejo, fornecem, contudo, os elementos fundamentais para que se possa discutir o seu real valor.

A exposição das primeiras ideias tectónicas, relativas à bacia do Tejo, começa com P. CHOFFAT. Não esquecemos, evidentemente, que já no tempo de ESCHEWEGE era conhecida, por exemplo, a estrutura sinclinal da península de Setúbal. Também C. RIBEIRO tem a sua parte na evolução deste capítulo dos conhecimentos geológicos.

A interpretação das bacias do Tejo e do Sado como depressões tectónicas da Meseta, limitadas parcialmente por falhas, está bem expressa na notícia explicativa da Carta Hipsométrica de Portugal, publicada por CHOFFAT, em 1907 <sup>(3)</sup>.

As observações e a interpretação que este distinto geólogo nos legou, relativamente à serra da Arrábida <sup>(4, 5)</sup> demonstram a elevada craveira científica de CHOFFAT. As considerações de ordem estratigráfica e tectónica por ele feitas a propósito deste acidente (inseparável das bacias do Tejo e do Sado), mantêm toda a actualidade, não obstante os estudos aí efectuados posteriormente.

A propósito do grande sismo do Ribatejo, CHOFFAT <sup>(6, 7)</sup> apresentou a hipótese de os terrenos terciários que cobrem o vale do Tejo marcarem o contacto entre o bordo da Meseta e a orla mesozóica. Os afloramentos mais ocidentais de rochas antigas existem na Chamusca, em Palma e em Melides. A linha definida por estes afloramentos pode corresponder ao limite oculto entre o Paleozóico e o Mesozóico. Esta linha tectónica,

<sup>(1)</sup> F. ROMAN — Nouvelles observations sur les faunes tertiaires et quaternaires de la basse vallée du Tage. *Comunicações da Comissão do Serviço Geológico de Portugal*. Vol. XII, pp.70-101. Lisboa, 1917.

<sup>(2)</sup> M. SCHLOSSER — Ueber Säugetiere und Süßwassergastropoden aus Pliocänablagerungen Spaniens und über die natürliche Grenze von Miocän und Pliocän. *Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal.* Vol. II. 1907.

<sup>(3)</sup> P. CHOFFAT — Notice sur la Carte Hypsométrique du Portugal. *Comunicações do Serviço Geológico de Portugal*. Vol. VII, pp. 1-71. Lisboa, 1907.

<sup>(4)</sup> P. CHOFFAT — Sur la tectonique de la chaîne de l'Arrábida entre les embouchures du Tage et du Sado. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 4.<sup>e</sup> série, Vol. VI, p. 237. Paris, 1906.

<sup>(5)</sup> P. CHOFFAT — Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrábida. *Memórias da Comissão do Serviço Geológico de Portugal*. 89 p. Lisboa, 1908.

<sup>(6)</sup> P. CHOFFAT & A. BENSÂUDE — Études sur le séisme du Ribatejo du 23 Avril 1909. *Memórias da Comissão do Serviço Geológico de Portugal*. 146 p. Lisboa, 1911.

<sup>(7)</sup> P. CHOFFAT — Le tremblement de terre du 23 avril 1909 dans le Ribatejo. *Revista de Obras Públicas e Minas*. Vol. XLIII, pp. 31-50. Lisboa, 1912.

orientada na direcção N-S, é cortada por outra E-W, correspondente ao curso do Sorraia, prolongando-se pela bacia de Badajoz. O cruzamento destas duas linhas de fraqueza favoreceu o afundamento da região mesozóica, responsável pela continuação da deformação da bacia.

Posteriormente a P. CHOFFAT, só mais tarde, com C. FREIRE DE ANDRADE, se retomam os estudos tectónicos relativos à bacia em moldes de amplitude regional.

Em 1933, este distinto geólogo <sup>(1)</sup> resumiu alguns dos seus conceitos sobre a tectónica do estuário do Tejo e dos vales submarinos ao largo da Costa da Caparica. Segundo ele: «O leito do Tejo, entre Tancos e o Carregado e entre o Terreiro do Paço e a torre de S. Julião da Barra, foi aberto pela erosão dos estratos terciários, e o troço intermédio instalou-se ao longo de linhas de fractura de direcção SW-NE».

Chamou, ainda, a atenção para a concordância das direcções tectónicas dos arredores de Lisboa com a posição dos vales submarinos ao largo da Costa da Caparica.

Três anos mais tarde, o mesmo autor <sup>(2)</sup> referiu-se ao contacto da bacia terciária do Tejo com a orla mesozóica ocidental, entre, aproximadamente, Cabanas de Torres (Montejunto) e Fonte da Bica (Rio Maior). Diz FREIRE DE ANDRADE: «Debaixo do ponto de vista tectónico esta região está, em parte, subordinada à zona de fracturas de Cascais, constituindo o seu prolongamento pela Estremadura».

As falhas principais estão, pois, no prolongamento das fracturas de Cascais; orientam-se, sensivelmente, na direcção NNE-SSO. Os planos de falha são quase verticais, inclinando-se levemente para poente. Encontram-se outros acidentes menores, produzidos por fracturas oblíquas às primeiras, cortando-as e deslocando-as, nomeadamente, entre Montejunto e Rio Maior.

### 3 — Os estudos geológicos recentes

Ao iniciar esta rubrica ocorre recordar a apreciação feita por E. FLEURY, a propósito do estado dos conhecimentos relativos à bacia do Tejo. Referindo-se à Carta Geológica de Portugal na escala de 1/500 000, de 1899, nesse tempo, como hoje, um dos mais importantes documentos sobre a Geologia portuguesa, dizia, em 1936 <sup>(3)</sup>: «O Miocénico lacustre é heterogéneo, o Pliocénico confuso e o Quaternário, geralmente, duvidoso».

Esta expressão do eminente Professor, conserva, hoje, passadas três décadas, perfeita actualidade.

O conhecimento correcto dos achados paleobotânicos relacionados com os terrenos da bacia terciária do Tejo é indispensável para a apreciação do seu significado como elementos estratigráficos. Os estudos mais recentes são, certamente, os mais significativos e devem-se, quase exclusivamente, a C. TEIXEIRA.

A flora fóssil de Paulino (Azambuja), descrita no século passado, por O. HEER, foi revista, em 1946 <sup>(4)</sup>, por C. TEIXEIRA. As 15 espécies referidas por HEER foram reduzidas a:

*Populus tagana* TEIX.

*Trapa* af. *natans* L.

<sup>(1)</sup> C. FREIRE DE ANDRADE — A tectónica do estuário do Tejo e dos vales submarinos ao largo da Costa da Caparica, e a sua relação com as nascentes termo-medicinais de Lisboa. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XIX, pp. 23-40. Lisboa, 1933.

<sup>(2)</sup> C. FREIRE DE ANDRADE — Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlenhas e da Estremadura. *Serviços Geológicos de Portugal*. 235 p. Lisboa, 1937.

<sup>(3)</sup> E. FLEURY — As últimas grandes evoluções geológicas do Ribatejo. *Boletim da Junta Geral do Distrito de Santarém*. N.º 43. 1936.

<sup>(4)</sup> C. TEIXEIRA — Revisão da flora fóssil de Azambuja. *Boletim do Museu e Laboratório Min. e Geol. da Fac. Ciênc. de Lisboa*. 4.ª série, n.º 14, pp. 121-134. Lisboa, 1946.

*Phyllites azambugensis* TEIX.  
*Cinnamomum* af. *polymorphum* HEER  
*Phyllites* sp.  
 ?*Phragmites* sp.

O autor citado afirma serem reduzidas as informações estratigráficas fornecidas por esta flora. Todavia, os elementos de reconstituição climática são mais significativos. Assim, diz C. TEIXEIRA: «O clima que acompanhou a formação dos depósitos de Paulino não foi certamente um clima de carácter frio, havendo antes razões para pensar o contrário».

Não fora a associação desta flora a uma fauna de vertebrados (Pontiano), nada de preciso se saberia quanto à idade.

Ainda, na mesma altura, este autor <sup>(1)</sup> reviu a flora fóssil de Archino. Este jazigo, nas proximidades de Alenquer, pertence, como o anterior, à série gresosa de Arneiro. Conhece-se daí uma fauna de vertebrados de idade pontiana. As espécies vegetais descritas são:

*Populus tagana* TEIX.  
*Trapa* af. *natans* L.  
*Acer dicipiens* HEER  
*Salix* sp.  
*Phyllites* sp.  
 (*Monocotiledónea*) sp.

Esta flora é do tipo da de Azambuja e parece ser, segundo o autor, sincrónica da de Paulino.

Mais três trabalhos de C. TEIXEIRA, referentes aos vegetais fósseis do Terciário do Tejo, tratam respectivamente das floras da Senhora da Saúde <sup>(2)</sup>, Vale de Santarém <sup>(3)</sup> e Vale de Carros <sup>(4)</sup>, na região de Santarém. O jazigo fossilífero de Senhora da Saúde forneceu apenas *Populus nigra* L. e *Acer trilobatum* AL. BRAUN. «Quanto à idade dos depósitos (diz o autor) pela posição que ocupam, pode dizer-se que são mais modernos do que as camadas com vegetais de Azambuja».

Interessa-nos reter que C. TEIXEIRA nada afirmou quanto à idade destes fósseis, limitando-se a aceitar o esquema estratigráfico de A. TORRES, que analisámos em pormenor.

O jazigo de Vale de Santarém, formado por camadas lignitosas, negras, alternantes com argilas gresosas claras, com fósseis vegetais, forneceu as seguintes espécies:

*Osmunda stozzii* GD.  
*Glyptostrobus europaeus* HEER  
*Tamus communis* L.  
*Salix scalabitana* TEIX.  
*Populus balsamoides* GOEPP.  
*Caprinus grandis* UNG.

<sup>(1)</sup> C. TEIXEIRA — Flora fóssil de Archino (Alenquer). *Boletim da Soc. Port. de Ciênc. Nat.*, vol. XVI, fasc. 1-2, pp.71-74. Lisboa, 1944-1947.

<sup>(2)</sup> C. TEIXEIRA — Flora de Senhora da Saúde, Santarém. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XXVIII, pp. 145-147. Lisboa, 1947.

<sup>(3)</sup> C. TEIXEIRA — Flora fóssil do Pliocénico de Vale de Santarém. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XXXIII, pp. 51-64. Lisboa, 1952.

<sup>(4)</sup> C. TEIXEIRA — Flora fóssil das argilas de Vale de Carros. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XXXIII, pp. 11-14. Lisboa, 1952.

*Fagus pliocenica* SAP.  
*Quercus hispanica* RÉR.  
*Myrica oeningensis* HEER  
*Laurus nobilis* L.  
*Sassafras ferretianum* MASSAL  
*Acer trilobatum* AL. BRAUN  
*Nerium oleander* L.

A propósito desta flora, diz C. TEIXEIRA: «No conjunto, a flora das argilas e grés de Vale de Santarém confirma a idade pliocénica daquelas formações. ...Mostra, além disso, grande afinidade com as floras dos diatomitos de Rio Maior e Óbidos e com as floras das argilas do Barracão, de Beijouca, etc...».

Neste caso, o único aliás, a flora parece fornecer indicação estratigráfica; e, também, o único (desta série) em que o autor se pronuncia (baseado em critérios paleontológicos) pela idade pliocénica do depósito.

O jazigo fossilífero de Vale de Carros, descoberto por G. ZBYSEWSKI, consta de delgado leito argiloso, com fósseis vegetais, intercalado em areias e argilas areníticas que aquele geólogo atribui ao Miocénico superior. Esta flora resume-se a:

*Populus tagana* TEIX. (conhecida no Miocénico de Azambuja).  
*Acer trilobatum* HEER { (conhecidas no Pliocénico de Vale de Santarém).  
*Salix scalabittana* TEIX. }

C. TEIXEIRA diz, a propósito destes vegetais fósseis: «A flora, pelas suas afinidades com as floras fósseis citadas, está de acordo com aquela classificação (refere-se à idade, Miocénico superior) e vem, até certo ponto, confirmá-la».

Novos subsídios do mesmo autor para o conhecimento da flora terciária da bacia do Tejo referem-se aos vegetais fósseis dos jazigos do Montijo <sup>(1)</sup> e do Alfeite <sup>(2)</sup>. O primeiro (Pliocénico, segundo ZBYSEWSKI) forneceu:

*Nerium pliocenicum* Sap. var. *lusitanica* TEIX.  
*Castanea sativa* L.

*C. sativa* é uma forma ainda actual em Portugal. No sul do país vive outra espécie afim de *N. pliocenicum*.

A flora fóssil do Alfeite, que SAPORTA observara, sem que sobre ela publicasse qualquer nota, foi descrita por C. TEIXEIRA, em 1949; contém as seguintes espécies:

*Quercus robur* L.  
*Castanea vulgaris* LMK  
*Acer negundiformis* TEIX.  
*Populus nigra* L.  
*Salix* sp.  
*Phyllites* sp.

A idade do jazigo, mais uma vez definida em função da fauna associada, parece ser pliocénica.

<sup>(1)</sup> C. TEIXEIRA — A flora pliocénica do Montijo. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XXVIII, pp. 213-216. Lisboa, 1947.

<sup>(2)</sup> C. TEIXEIRA — Flora fóssil do Pliocénico do Alfeite. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XXX, pp. 43-58. Lisboa, 1949.

Desejamos acrescentar algumas considerações acerca das floras terciárias acabadas de referir.

- 1 — Todos os jazigos se encontravam datados através de faunas continentais ou marinhas, mais ou menos significativas (Paulino, Archino, Montijo e Alfeite) ou através de esquemas estratigráficos baseados na posição relativa dos terrenos (Senhora da Saúde, Vale de Santarém).
- 2 — Com excepção da flora de Vale de Santarém, único caso em que esta parece possuir significado estratigráfico, todas as restantes floras não fornecem, por si, indicações cronológicas seguras, como é, nomeadamente, o caso do jazigo de vegetais fósseis de Senhora da Saúde.

Em 1940, ZBYSZEWSKI <sup>(1)</sup> traça o panorama dos conhecimentos geológicos referentes à bacia do Tejo, os quais alarga com os resultados das suas próprias investigações. A série continental de Santarém suscita, ao autor citado, algumas observações relativas a três problemas principais:

a) *Os horizontes calcários com moluscos de água doce*

Neste capítulo, conforme já o manifestara juntamente com BOURCART <sup>(2)</sup>, reafirma a sua reserva quanto ao valor estratigráfico das faunas límnicas, chama a atenção para o facto das sobrevivências destes seres ao longo dos tempos geológicos e fornece alguns exemplos. Refere-se, em seguida, aos calcários do Carregado e de Alcanede, que poderão pertencer ainda ao Oligocénico ou já ao Burdigaliano. O mesmo se afirma em relação aos calcários do Cartaxo e de Pernes, que podem pertencer tanto ao Pontiano como ao Pliocénico. E, a terminar, diz: «Le calcaire de Santarém, qui pour des raisons d'ordre stratigraphique est rangé dans le Pliocène, est un exemple de ces survivances, car il contient encore une faune lacustre pontienne».

Embora duvidando do valor estratigráfico das faunas de moluscos de água doce, ZBYSZEWSKI mantém, como facto assente, o esquema de A. TORRES.

b) *Os depósitos com Ostrea crassissima*

O autor começa por rever os jazigos citados por FONTANNES (Fonte do Pinheiro), ROMAN (Matão e C. de Vale de Moura) e FLEURY (Azambujeira e Alcanhões), acabando por citar a descoberta de novos jazigos nos arredores de Vila Nova da Rainha. Estes jazigos são os únicos testemunhos de influência marinha na série continental de Santarém. Segundo o autor referido, os diferentes depósitos com *Ostrea crassissima* encontram-se em níveis diferentes, como se verá no quadro que transcrevemos.

c) *O horizonte de Archino e os respectivos jazigos de mamíferos terrestres*

Aqui, ZBYSZEWSKI dá alguma ordem aos elementos dispersos, deixados pelos vários autores que, anteriormente, se ocuparam da região; acrescenta, também, novas observações pessoais.

Em virtude das muitas incertezas existentes, propõe que se reuna o complexo detritico de Archino sob a designação global de Sarmato-pontiano. Este é caracterizado,

<sup>(1)</sup> G. ZBYSZEWSKI — Les problèmes du Néogène continental de la basse vallée du Tage (rive droite). XVI Congreso de la Asociación para el Progreso de las Ciencias. Zaragoza, 1940.

<sup>(2)</sup> J. BOURCART & G. ZBYSZEWSKI — La faune de Cacela en Algarve (Portugal). Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal. Vol. XXI, pp. 3-6. Lisboa, 1940.

na região, por regime lagunar e lacustre, que marca o início da regressão pontiana. A parte superior do complexo é nitidamente pontiana, enquanto a base revela ainda influências vindobonianas.

Mais adiante, o autor em causa refere-se a um conglomerado grosseiro, existente no topo do horizonte de Archino, recoberto pelos calcários do horizonte de Pernes, anteriormente citado por FONTANNES. Este conglomerado pode corresponder a uma discordância provocada pelos movimentos orogénicos do fim do Miocénico; o horizonte calcário marcaria nova fase de acalmia.

Encaramos com certa reserva este tipo de «discordâncias», verificadas nas séries continentais e explicadas a partir de bases tectónicas. O carácter, inegavelmente flúvio-lacustre, destas séries detríticas, com alternâncias de fases mais grosseiras e mais finas, não necessita do factor tectónico para explicar o aparecimento, num ou noutro local, de concentrações de calhaus rolados (veja-se o que se passa nas aluviões recentes). A divagação das águas explica, por si, todas as variações laterais e verticais de granularidade. E, mais ainda, a sedimentação não se faz por um processo acumulativo continuado, como acontece nas séries marinhas. Pelo contrário, à deposição de um manto de detritos podem suceder-se abarrancamentos que o destruam, no todo ou em parte, redepositando, noutro local, os materiais arrancados. Nestes termos, as lacunas de sedimentação têm significado estritamente local; não podem ser utilizadas com o mesmo significado que têm nas séries marinhas. Os jazigos fossilíferos, que muitas vezes contêm fósseis carreados, são exemplo desta discontinuidade de sedimentação.

Ao tratar de séries continentais, não devem, nem podem, utilizar-se nos racionínios os padrões do ritmo da sedimentação marinha. Por isso, somos francamente reticentes quando se procuram paralelizar, horizontalmente, sequências existentes em locais às vezes bastante afastados entre si. A influência das variações climáticas, pela maior ou menor intensidade de erosão que possa exercer nas fontes de alimentação e pelas modificações de caudal e competência que pode imprimir aos agentes de transporte, basta para explicar a heterogeneidade lateral e vertical destas séries.

Resumidamente, o quadro de classificação da série continental do Ribatejo, apresentado, a título provisório, por ZBYSZEWski, em 1940, é:

#### Pliocénico médio e superior:

- Areias vermelhas e cascalheiras de superfície do Ribatejo (correspondência provável com os depósitos vermelhos vilafranquianos do litoral).
- Calcários de Santarém, com fauna de água doce.

#### Pliocénico inferior:

- Areias e grés grosseiros do Setil e do Cartaxo, com algumas intercalações de lignito — Movimentos orogénicos pliocénicos (correspondência provável com a série placenciana do Alentejo).

#### Sarmato-pontiano:

- Argilas com vegetais de Vale de Santarém <sup>(1)</sup>.
- Calcários superiores de Pernes e de Almoester (abundante fauna límnicia pontiana). Contêm na base a fauna com *Hipparion* de Azambujeira. — Movimentos correspondentes ao acarreo de materiais grosseiros.

<sup>(1)</sup> Note-se que nesta altura, este jazigo era considerado Miocénico. Os vegetais referidos só mais tarde foram estudados [C. TEIXEIRA, 1952].

- Série de Archino, com intercalações calcárias e conglomerados na parte superior (Aveiras de Baixo). Contém ostras (Azambujeira), mamíferos continentais (*Hipparion gracile*, *Mastodon longirostris*, *Tragoceros amaltheus*) e uma flora comparável à de Oeningen. Correspondência provável com a série de Sobreda.

Vindoboniano médio:

- Camadas com ostras, de Vila Nova da Rainha e de Fonte do Pinheiro (Azambuja).

Helveciano e Burdigaliano:

- Complexo detrítico da Ota, com ostras (Pombas), moluscos lacustres e vegetais. — Movimentos orogénicos do fim do Burdigaliano e do Helveciano. Correspondência provável com os acarreios detríticos dos horizontes IVb a Vb da série marinha de Lisboa.

Oligocénico:

- Calcário da Quinta da Marquesa (Carregado) e de Alenquer, com raros moluscos aquitanianos. Fase de acalmia orogénica, correspondente provavelmente, ao começo da transgressão aquitano-burdigaliana.
- Grés de Monsanto (equivalente a parte do Complexo de Benfica). Acarreios fluviais correspondentes ao fim dos movimentos oligocénicos.

O levantamento geológico de pormenor empreendido pelos Serviços Geológicos de Portugal, na parte que se refere ao Ribatejo, encontra em G. ZBYSZEWSKI o seu principal obreiro.

O primeiro estudo, fruto deste trabalho, relativamente aos terrenos da margem esquerda do Tejo (com exclusão da península de Setúbal) incidiu sobre a região de Alpiarça <sup>(1)</sup>. Deste, analisaremos, apenas, a parte referente ao Terciário, que aquele geólogo designa sob a rubrica de «Plateau tertiaire».

Segundo ZBYSZEWSKI, o dito planalto é constituído por sedimentos mio-pleiocénicos, areno-argilosos, recobertos por arenitos vermelhos e cascalheiras vilafranquianas, cuja origem se relaciona com a existência de um Tejo pré-quadernário. Considera esta plataforma como uma superfície de acumulação, muito plana, de onde emergem alguns afloramentos do soco antigo, como o cabeço de Montargil.

Acentua-se a grande dificuldade que existe de separar, na margem esquerda, o Miocénico do Pliocénico; essa dificuldade reside no facto de não existirem aí jazigos fossilíferos, nem tão-pouco níveis calcários de referência, como sucede na margem direita. Esta dificuldade aumenta, ainda mais, em virtude da grande semelhança petrográfica que se verifica entre o Miocénico e o Pliocénico.

Os percursos que efectuámos na região e os estudos sedimentológicos a que procedemos, levaram-nos, como se verá, a tomar posição diferente da de ZBYSZEWSKI, no que se refere à semelhança petrográfica dos sedimentos miocénicos e pliocénicos. Na realidade, eles são, nitidamente, distintos <sup>(2)</sup>.

<sup>(1)</sup> G. ZBYSZEWSKI — Etude géologique de la région d'Alpiarça. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XXVII, pp. 145-267. Lisboa, 1946.

<sup>(2)</sup> ZBYSZEWSKI publicou notável trabalho de compilação (*Considérations sur l'étude des sédiments sableux son but et ses résultats*. Porto, 1943) sobre o estado dos conhecimentos, dos métodos e das técnicas sedimentológicas e da importância fundamental dessa via de investigação no estudo das séries sedimentares detríticas. Pena foi que nunca se tivesse aplicado quaisquer daqueles métodos às numerosas investigações realizadas no domínio dos depósitos continentais.

Em virtude da ausência de elementos paleontológicos (a flora de Vale de Carros, embora destituída de significado estratigráfico, só mais tarde seria estudada), ZBYSZEWSKI termina atribuindo estas formações, provisoriamente, atendendo às analogias de fácies, ao Pliocénico, incluindo o Pontiano. No paralelismo estabelecido com o Pliocénico de Santarém foi adoptado o esquema de A. TORRES. As cascalheiras do planalto são consideradas «vilafranquianas».

Na notícia explicativa que acompanha a Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:50 000, de Santarém <sup>(1)</sup>, a classificação dos terrenos terciários é, segundo ZBYSZEWSKI, a seguinte:

#### *Pliocénico*

- P<sup>3</sup> — Grés e conglomerados da serra de Almeirim. Recobrem os planaltos da margem esquerda do Tejo. Série continental que parece pertencer ao Pliocénico médio e, principalmente, ao Pliocénico superior.
- P<sup>2</sup> — Calcários de Santarém. Situados no topo do planalto de Santarém.
- P<sup>1</sup> — Grés e argilas com vegetais de Nossa Senhora da Saúde e de Vale de Santarém.

#### *Pliocénico e Miocénico indiferenciados*

- MP — Complexo argilo-gresoso de Fazendas de Almeirim.

#### *Pontiano*

- M<sup>5</sup> — Calcário, grés e argilas com *Hipparion gracile*, de Azambujeira.

#### *Sarmaciano*

- M<sup>4</sup> — Calcários, grés e argilas, com vertebrados, da Quinta do Marmelal, e camadas com *Crassostrea crassissima* de Calhariz e de Alcanhões.

#### *Burdigaliano inferior*

- M<sub>2</sub><sup>1</sup> — Calcários com *Venus ribeiroi*, de Vale do Cortiço (Almeirim).

Esta classificação suscita algumas considerações. Uma fizemo-las, já, a propósito da região de Alpiarça, outras fá-las-emos, em seguida, ao analisar outro trabalho, do mesmo autor, referente à região de Santarém.

Este novo estudo geológico <sup>(2)</sup> situa-se na linha dos anteriormente citados. Resumiremos o que nele se contém relativamente aos terrenos terciários:

<sup>(1)</sup> G. ZBYSZEWSKI — Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da folha 31-A, Santarém. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa, 1953.

<sup>(2)</sup> G. ZBYSZEWSKI — Etude géologique de la région de Santarém. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XXXV, pp. 193-225. Lisboa, 1954.

A — A série miocénica. Está sintetizada no quadro que transcrevemos:

Sarmaciano e Pontiano inferior (M <sup>1</sup> ) (Calcários, grés e argilas com vertebrados da Quinta do Marmelal e camadas com <i>Gryphaea</i> de Calhariz e de Alcanhões); espessura total — ultrapassa 130 m	}	C 12 — Areias com Rinocerotídeos de Casais da Aroeira.
		C 11 — Calcários de Vila Nova da Babeca (6.ª assentada calcária).
		C 10 — Areias, grés e argilas.
		C 9 — Calcários de Póvoa do Conde (5.ª assentada calcária).
		C 8 — Areias, grés e argilas com fauna de <i>Hipparion gracile</i> da Quinta do Carvalho de Cima (Azambujeira).
		C 7 — Calcário de Almoester (4.ª assentada calcária).
		C 6 — Areias, grés e argilas com fauna da Quinta do Marmelal (Romeira).
		C 5 — Calcários de Pero Filho (3.ª assentada calcária).
		C 4 — Areias, grés e argilas com <i>Gryphaea gryphoides</i> , e <i>Gryphaea virleti</i> de Calhariz.
		C 3 — Calcários da Quinta de Mato Demo (2.ª assentada calcária).
		C 2 — Areias, grés e argilas com <i>Gryphaea gryphoides</i> e <i>Gryphaea virleti</i> da Quinta da Comenda (Alcanhões).
		C 1 — Calcários, grés e conglomerados de Azoia de Baixo.

B — As formações pliocénicas. São constituídas, na região de Santarém, por duas unidades sobrepostas: no topo, calcários de Santarém, na base, o complexo areno-argiloso com flora de Senhora da Saúde e de Vale de Santarém.

1 — O complexo areno-argiloso. Discordante sobre o Pontiano, a noroeste de Santarém, contém, na parte inferior, intercalações argilosas com vegetais (Senhora da Saúde, Vale de Santarém e outros jazigos, cujas floras não foram publicadas). A existência destas floras é, diz ZBYSZEWSKI, da maior importância, pois permite datar a série pliocénica e separá-la do complexo miocénico subjacente, com o qual se confunde, dada a semelhança dos sedimentos.

Este raciocínio assenta em premissas que não são válidas. Das floras invocadas, só a de Vale de Santarém parece indicar a idade pliocénica, mas não é lícito extrapolar essa idade a outras formações com as quais se não vê a ligação e que nem mesmo são semelhantes do ponto de vista litológico. O próprio autor mostra, através dos cortes que apresenta, a desigualdade entre os sedimentos de Vale de Santarém e os de Senhora da Saúde, ou das Portas do Sol, por exemplo.

A flora de Senhora da Saúde (aqui, os sedimentos são comparáveis aos da escarpa das Portas do Sol) não é lícito invocá-la como argumento estratigráfico, pelas razões expostas atrás. Quanto às outras floras (Quinta das Fontainhas, Manteigas e Alfange), menos válido é utilizá-las, porquanto se não conhecem as espécies que encerram, pois, tanto quanto julgamos saber nunca foram estudadas.

2 — Os calcários de Santarém. Repousam sobre o complexo argilo-gresoso por intermédio de um nível de pequenos calhaus quartzosos, cimentados por matriz ferruginosa. Mais adiante, ZBYSZEWSKI repete o raciocínio a que aludimos, mas por outra via: «Pendant très longtemps un doute avait plané sur l'âge exacte des calcaires de Santarém. Leur faune de mollusques très semblable à celle des calcaires de Cartaxo, ne permettait pas de dire qu'ils appartenaient au Miocène tout à fait supérieure ou bien au Pliocène inférieur. L'étude des flores recueillies dans le complexe argilo-gresueux inférieur (gisements de Senhora da Saúde, Fontainhas, Alfange et Vale de Santarém) place ce dernier dans le Pliocène. Par contre coup des calcaires qui leur sont supérieurs ne peuvent en aucune façon appartenir au Miocène».

O reparo que mais uma vez fazemos resume-se a duas afirmações:

- 1.º — Não se demonstrou que o complexo de Vale de Santarém seja inferior aos calcários de Santarém;
- 2.º — O complexo de Senhora da Saúde, inferior na realidade aos ditos calcários, nunca foi datado paleontologicamente.

O esquema de A. TORRES, no que se refere ao Pliocénico de Santarém, continua, pois, de pé, sem que tenha a sustentá-lo qualquer prova consistente.

O estudo de ZBYSZEWSKI atrás citado não dá o devido relevo aos depósitos detríticos que coroam os planaltos (como os de Cartaxo, Atalaia, Alcanhões, etc.) tendo estes sido referidos quase somente a propósito da morfologia da região. A constituição destes sedimentos é, quanto a nós, substancialmente diferente da do complexo areno-argiloso de Portas do Sol e de Senhora da Saúde. Por esta razão, mereciam observação de pormenor, pelo menos, comparável à que se dedicou à zona de Santarém (fossilífera), para que as correlações que se lhe atribuem sejam fundamentadas.

Finalmente, não deixamos de salientar a preocupação constante de ZBYSZEWSKI em respeitar o paralelismo de cortes, às vezes, tão afastados, em obediência permanente a um esquema de sobreposição estratigráfica contínua, só realizável nas séries marinhas, como tivemos oportunidade de referir.

As seis assentadas calcárias e os respectivos níveis areno-argilosos, intercalados, prolongados uniformemente em grandes extensões, numa horizontalidade e paralelismo demasiadamente rigorosos, parecem resultar do esquema teórico adoptado.

De modo geral, os conceitos geológicos mantêm-se, como se vê, inalteráveis. Nem os estudos de pormenor que se sucederam às investigações do princípio do século, nem mesmo os fósseis achados, de então para cá, modificaram a construção teórica de A. TORRES.

Ainda recentemente [1965], em comunicação apresentada à Academia das Ciências de Lisboa, G. ZBYSZEWSKI (1) refere o aparecimento de duas defesas de *Mastodonte* provenientes do complexo sedimentar de Portas do Sol (Santarém). Dois anos mais tarde, retoma este assunto e aborda, mais pormenorizadamente, o problema estratigráfico (2).

Embora estes novos elementos sejam também em desfavor da idade pliocénica do dito complexo ou, pelo menos, de molde a levantar sérias reservas quanto àquela cronologia, o autor conclui que a descoberta dos dois incisivos de mastodonte não modifica, por enquanto, as ideias existentes sobre aquela idade.

Tal é, como no tempo de ROMAN e A. TORRES, o vigor de um esquema estratigráfico (elaborado através da presumível posição geométrica das camadas) que se tem mantido intacto, não obstante o conjunto de elementos, sucessivamente aparecidos, lhe ser francamente desfavorável.

Procurámos traçar a evolução das ideias fundamentais referentes ao conhecimento geológico da bacia terciária do Tejo pela análise das obras de índole mais geral. Estas constituem parte da súpula de conhecimentos à nossa disposição no momento em que abordámos o mesmo problema. Verifica-se facilmente o desequilíbrio flagrante existente entre o que se conhece de um e de outro lado do actual curso do Tejo, pois os terrenos da margem esquerda permanecem, praticamente, por estudar.

(1) G. ZBYSZEWSKI — Observações acerca da idade de três jazidas de vertebrados terciários. *Boletim da Academia das Ciências de Lisboa*. Vol. XXXVII, pp. 218-230. Lisboa, 1965.

(2) G. ZBYSZEWSKI — Le Mastodonte du «Pliocène» de Santarém. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. LII, pp. 11-15. Lisboa, 1967.

A contribuição que procurámos trazer a esta unidade geológica utiliza vias de investigação diferentes das usadas anteriormente. Ela é, ainda, bastante insuficiente, pelo que sentimos que muito há para fazer. Urge prosseguir a cartografia geológica de pormenor (como a existente noutros pontos do País) apoiada não só nos recursos clássicos, mas também, em estudos sedimentológicos sistemáticos, sem dúvida os mais úteis nestas séries continentais, praticamente estéreis.

## CAPÍTULO II

### MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADOS NO ESTUDO SEDIMENTOLÓGICO

Os métodos e técnicas de estudo dos sedimentos são muitos e variados. A aplicação é, na maioria dos casos, longa, especialmente pelo número e morosidade das operações que envolve.

A escolha dos métodos e técnicas a aplicar é função do tipo de material, tendo em vista o máximo rendimento do trabalho, a consciência exacta dos limites de precisão das várias análises, a fim de que se não caia numa rotina morosa e, às vezes, destituída de significado. São, sobretudo, a boa compreensão dos processos geológicos naturais, o conhecimento do verdadeiro significado e das limitações da sedimentologia e o bom senso do investigador que ditam os passos a seguir no trabalho a realizar.

Outros factores que, entre nós, condicionam bastante o trabalho experimental são, sem dúvida, a insuficiência de aparelhagem de laboratório e a penúria de verbas.

Todavia, foi possível levar a bom termo, embora a nível limitado, o trabalho empreendido, mercê das entidades que nos subsidiaram e puseram à nossa disposição os respectivos laboratórios, onde existe aparelhagem que a Faculdade de Ciências de Lisboa não possui.

A determinação da composição fundamental, relativamente facilitada, em virtude dos tipos do material utilizado (essencialmente detrítico ou calcário), resumiu-se, na maioria dos casos, a três doseamentos:

- fracção arenosa ( $> 0,062$  mm)
- fracção silto-argilosa ( $< 0,062$  mm)
- fracção carbonatada

Em alguns casos dispensavam-se perfeitamente resultados quantitativos, bastando a apreciação aproximada, colhida à simples vista. Porém, em virtude de quase todas as operações sedimentológicas necessitarem de prévia desagregação e separação dos principais componentes da rocha, adoptou-se, como rotina, o cálculo das respectivas percentagens. Estas permitem, além do mais, atribuir aos materiais classificações mais rigorosas.

Na granulometria das areias utilizou-se a série de crivos segundo a progressão de WENTWORTH, nalguns casos e, segundo a progressão de razão  $\sqrt{2}$  noutros (para aquelas em que se exigia maior rigor).

Na análise estatística das curvas seguimos o método dos quartis, largamente explicados por KRUMBEIN e PETTJOHN <sup>(1)</sup>.

Em relação ao índice de calibragem dos materiais, além da relação  $QD\phi$ , apresentamos o parâmetro  $So$  de TRASK, a fim de os nossos resultados serem comparáveis com os de outros autores, que utilizam sistematicamente este índice.

Muitas vezes exprimimos a interpretação das curvas em termos das «curvas canónicas» de RIVIÈRE <sup>(2, 3, 4, 5)</sup>.

A apresentação das curvas faz-se de modo sintético, isto é, para cada conjunto, reunindo-as num único gráfico, no qual se define a mancha da área que ocupam.

Este processo permite comparações rápidas e significativas entre os vários conjuntos e evita a apresentação exaustiva de muitas centenas de curvas.

Cada uma das fracções separadas na granulometria foi observada à lupa binocular. Nesta observação pesquisou-se sistematicamente a composição da areia, em especial no que se refere às quantidades de quartzo e de feldspato. Os valores fornecidos referem-se às percentagens de cada um deles, relativamente ao total de quartzo + feldspatos existentes na fracção compreendida entre 1 e 0,5 mm. Verificámos que o teor de feldspato cresce à medida que se consideram fracções cada vez mais finas e, assim, pareceu-nos que a fracção escolhida, representando geralmente o valor médio, satisfazia perfeitamente os nossos intuítos.

Estes números não reflectem as percentagens em relação à amostra global. Todavia, visto que procedemos sempre que possível da mesma maneira, as comparações tornam-se significativas.

Em virtude da falta de rigor do processo, pareceu-nos suficiente a expressão dos resultados, geralmente, em múltiplos de 5. Desviamos-nos desta regra geral sempre que o resultado se nos afigurava mais seguro.

Quanto a outros minerais, como moscovite e biotite, achámos suficiente dar deles ideia de quantidade, através das expressões: abundante (ab), algum (alg) e raro.

De outras ocorrências como grãos líticos, oólitos e pisólitos limoníticos, etc. apenas assinalamos a presença.

À lupa binocular observou-se a forma e o estado da superfície dos grãos de quartzo (morfoscopia). Visto que estas características variam com a dimensão dos detritos, os resultados referem-se a três classes dimensionais: grãos com diâmetro superior a 1 mm, compreendido entre 1 e 0,5 mm e inferior a 0,5 mm.

No que se refere à forma dos grãos utilizam-se as seguintes designações:

- bem rolado — BR
- rolado — R
- sub-rolado — SR
- sub-anguloso — SA
- anguloso — A

<sup>(1)</sup> W. C. KRUMBEIN & F. J. PETTJOHN — Manual of sedimentary petrography. *Appleton Century-Crofts*, inc. New York, 1938.

<sup>(2)</sup> A. RIVIÈRE — Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles. *Bull. Soc. Géol. France*. Vol. 6, fasc. 2, pp.145-154. Paris, 1952.

<sup>(3)</sup> A. RIVIÈRE — Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. *Bull. Soc. Géol. France*. Vol. 6, fasc. 2, pp. 155-167. Paris, 1952.

<sup>(4)</sup> A. RIVIÈRE — Méthode d'interprétation de la granulométrie des sédiments meubles. *Revue Inst. Fr. du Pétrole*. Vol. 8. Paris, 1953.

<sup>(5)</sup> A. RIVIÈRE — Généralisation de la méthode des «faciès granulométriques». Evaluation de la dispersion aléatoire. *C. R. Ac. Sc. Paris*. Vol. 238, pp. 2326-2328. Paris, 1954.

Relativamente ao estado de superfície

- brilhante — B
- pouco brilhante — PB
- baço (eolizado) — M

A utilização da letra M como abreviatura dos grãos baços (eolizados) é de aceitar não só porque a letra B fica cativa dos grãos brilhantes, mas também pela vasta aplicação que se lhe dá como indicadora de grãos eolizados.

A expressão «*cariado*» faz alusão aos detritos quartzosos com marcas de corrosão química; estas apresentam-se ora punctiformes, ora vermiculiformes e, em geral, preenchidas por óxidos de ferro.

Os minerais pesados, identificados entre lâmina e lamela ao microscópio polarizante, estão expressos, quantitativamente, em percentagem relativa ao número de grãos dessa fracção, não alterados.

No estudo da fracção argilosa, que se revelou ser, sem dúvida, uma das mais significativas, utilizou-se sistematicamente a difractometria dos raios X, em agregados orientados sobre lâmina de vidro.

A maior parte das determinações foi efectuada no Centro de Estudos de Pedologia Tropical da Junta de Investigações do Ultramar, com o difractor Philips, equipado de contador Geiger-Müller e registador automático. Usou-se a radiação K/ $\alpha$  do cobre, gerada a 20 mA e a 40 kV. As restantes determinações foram realizadas em aparelhos idênticos, nos Laboratórios de Sedimentologia das Faculdades de Ciências de Paris (S. P. C. N.) e de Orsay.

Os números, apresentados nos respectivos quadros, procuram dar uma imagem quantitativa dos componentes argilosos; são proporcionais às amplitudes relativas dos picos obtidos nos difractogramas.

Muitos foram os casos em que se recorreu ao método Debye-Scherrer, tendo as identificações sido feitas, no Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências de Lisboa, por MARIA DA GRAÇA SALVADO.

A análise térmica diferencial, largamente utilizada, foi realizada no Centro de Estudos Geográficos de Lisboa.

As análises químicas apresentadas foram levadas a efeito no Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências de Lisboa e no Serviço de Fomento Mineiro.

Utilizou-se, ainda, a título de confirmação, a identificação através da microfotografia electrónica. Este recurso foi possível graças à amabilidade do Dr. LUÍS MANUEL SIMÕES LIMA, a quem ficamos devendo as fotografias apresentadas, obtidas no microscópio electrónico AKASHI da Escola Nacional de Saúde Pública e Medicina Tropical.

Não é demais frisar que a nossa atitude é a do geólogo que procura, na composição argilosa dos sedimentos, resposta para muitos dos seus problemas e não a do mineralogista ou do pedólogo. Para o mineralogista, a determinação rigorosa ao nível da espécie mineral ou mesmo da variedade é o objectivo das suas pesquisas. O pedólogo, ao estudar as relações entre os vários horizontes do solo ou o grau de alteração das rochas, necessita do mesmo rigor. Porém, aos problemas geológicos tratados neste estudo não é necessário tal rigor. O significado da composição argilosa, ainda insuficientemente esclarecido, contenta-se, por não poder ir mais longe, com identificações ao nível dos grandes grupos. Por outro lado, quanto maior for o número de resultados mais seguras se tornam as interpretações.

Assim, é preferível efectuar análises mais expeditas e rápidas (ao nível, por exemplo, dos grupos da caulinite, da illite, da montmorilonite, etc.) e compensar a imprecisão, no pormenor, com um número de determinações suficientemente vasto para ser significativo.

Os elementos referentes às análises dolomimétricas de calcários foram obtidos pelo método electroquímico usado pelo «Institut Français du Pétrole» (1). Os ensaios foram realizados no Centro de Estudos de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa por MARIA LUÍSA ORNELAS MENDES.

Algumas observações petrográficas em lâmina delgada, julgadas convenientes, foram amavelmente realizadas por CARLOS ROMARIZ.

Finalmente, outro grupo de determinações que, no caso presente, se mostrou de capital importância, refere-se ao estudo dos elementos detríticos grosseiros. Com efeito, quer a composição petrográfica dos elementos das cascalheiras, quer as características das dimensões e da forma, constituem resultados da maior utilidade para o trabalho em causa. O estudo da composição petrográfica dos elementos grosseiros foi, geralmente, efectuado no terreno, por identificação e contagem dos respectivos calhaus, salvo nos casos em que, surgindo dúvidas, foram trazidos para o laboratório.

No que se refere à morfometria, reputamos de importância considerável o significado do índice de desgaste ( $\frac{2r_1}{L}$ ) de A. CAILLEUX (2). O índice de achatamento ( $\frac{L+1}{2E}$ ) do mesmo autor, não tem, no caso presente, o mesmo interesse do primeiro. Todavia, apresentamo-lo, como rotina, para que possa servir de elemento de comparação a outros autores.

Em linhas gerais, muito sucintas, foram estes os métodos e técnicas sedimentológicas que utilizámos no decurso do nosso trabalho.

(1) A. VATAN — Travaux pratiques de Pétrographie Sédimentaire. Institut Français du Pétrole. Paris, 1956.

(2) A. CAILLEUX — Distinction des galets marins et fluviaux. *Bull. Soc. Géol. France*. Vol. 15. Paris, 1945.

### CAPÍTULO III

#### DEPÓSITOS TERCIÁRIOS DA MARGEM DIREITA DA BACIA DO TEJO

Começamos por aqui o nosso estudo, por ser esta região a melhor conhecida de todas e a única para a qual existe seriação cronológica dos depósitos continentais.

O estudo sedimentológico de pormenor dos sucessivos níveis estratigráficos, tomados como padrão, permite estabelecer correlações seguras entre os resultados obtidos e a idade dos respectivos sedimentos. Possuímos, assim, uma chave para datar as formações das restantes áreas da bacia do Tejo.

A vasta região a considerar neste capítulo estende-se de Lisboa a Tomar; é limitada a oeste pela orla mesozóica ocidental e a leste pelos vales dos rios Tejo e Zêzere. Antes, porém, de abordar o estudo das formações terciárias, principal objectivo do presente trabalho, faremos algumas breves referências a terrenos mais antigos (mesozóicos) situados na vizinhança imediata da bacia.

Reveste-se de grande interesse o conhecimento sedimentológico destas formações, na medida em que elas foram, sem dúvida, retomadas pela erosão nos tempos terciários, originando novos sedimentos, pelo menos, na vizinhança da orla mesozóica.

Não procedemos, evidentemente, a estudo intensivo dos sedimentos mesozóicos; apenas os analisámos num ou noutro ponto. Dedicámos maior atenção aos arenitos do Cretácico inferior, pois, a participação destas formações detríticas nos depósitos terciários assume importância particular, como se verá oportunamente.

Os calcários do Jurássico e do Cretácico, além da fracção carbonatada, constituem principal destas rochas, contêm maiores ou menores quantidades de argila e de detritos arenosos. Assim, não só tiveram papel relevante na formação dos calcários lacustres paleogénicos e neogénicos, como forneceram, embora em menor quantidade, argilas e areias, frequentemente incluídas nestas rochas.

A fracção arenosa é, geralmente, constituída por grãos de quartzo hialino, límpidos, algo brilhantes, de arestas boleadas. Há, além disso, feldspato, raro, e moscovite, em pequena quantidade.

O cortejo de minerais pesados é caracterizado pela presença de espécies de grande resistência: turmalina, andalusite, estauroilite, zircão e rútilo.

Da fracção argilosa, a caulinite é o mineral predominante, à qual se associam menor quantidade de illite e, às vezes, vestígios de montmorilonite.

É evidente que a contribuição principal dos calcários marinhos do Jurássico e do Cretácico na formação dos depósitos terciários é, quase exclusivamente, de carácter químico; o carbonato e o bicarbonato de cálcio, transportados em solução nas águas, originaram, sob condições morfoclimáticas favoráveis, o chamado complexo lacustre.

QUADRO I

Amostra N.º	Localização	Classificação de campo	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa
416-9	Venda Seca (Belas)	argilito esbranquiçado	5,1	94,9
403-1	Cajada (Bucelas)	arenito de grão grosseiro, argiloso, esverdeado claro	81,6	18,4
363-6	300 m a SW de S. Salvador (Alenquer)	arenito de grão fino, argiloso, amarelado	70,2	29,8
351-5	500 m a S de Cercal	argilito acastanhado, com fósseis vegetais	2,1	97,9
339-12	Alto da Serra (Rio Maior)	arenito de grão médio, argiloso, amarelado	61,3	38,7
328-2	250 m a E do V. G. de Alcanede (Alcanede)	arenito de grão médio a fino, argiloso, branco	72,5	27,5
328-3	idem, cam. sup. à referente à amostra 328-2	arenito de grão grosseiro a médio, argiloso, branco	89,3	10,7
328-4	idem, cam. sup. à referente à amostra 328-3	argilito vermelho	4,9	95,1
328-6	idem	calhaus contidos na cam. referente à amostra 328-3	—	—
328-7a	750 m a NE de Amiais de Cima (Monsanto)	arenito de grão fino, pouco argiloso, rosado	86,2	13,8
328-11	1000 m a E de Monsanto	arenito de grão médio, argiloso, vermelho	58,5	41,5
328-12	idem	calhaus contidos na cam. referente à amostra 328-11	—	—
319-1	200 m a S de Santa Marta (Moitas de Cima)	arenito de grão fino, argiloso, lilás	68,9	31,1
319-1a	idem	calhaus contidos na cam. referente à amostra 319-1	—	—
309-1	Pinhel (Vila Nova de Ourém)	argila branca, violácea	2,5	97,5
309-1a	idem	areia grosseira a média, amarelada	95,2	4,8
310-6	900 m a NNE do V. G. de Outeiro Rachado (Tomar)	arenito de grão médio, argiloso, avermelhado	82,5	17,5
310-6a	idem	arenito de grão médio, argiloso, lilás	82,9	17,1
310-20	1200 m a S 10° W de Carregueira (Tomar)	arenito de grão grosseiro, conglomerático, argiloso, vermelho	74,3	25,7
310-21	250 m a S de Carregueira (Tomar)	arenito de grão médio, argiloso, avermelhado	80,5	19,5
310-22	400 m a N de Carregueira (Tomar)	arenito de grão médio, argiloso, vermelho	83,5	16,5
310-23	idem	calhaus contidos na cam. referente à amostra 310-22	—	—
310-27a	450 m a S 30° E de Serra do Meio (Tomar)	arenito de grão fino, pouco argiloso, branco	89,5	10,5
310-29	800 m a N 10° E do V.G. de Outeiro Rachado (Tomar)	calhaus de um nível intercalado em arenitos	—	—
310-30	750 m a NNE do V. G. de Outeiro Rachado (Tomar)	arenito de grão fino, muito argiloso, esbranquiçado	59,8	40,2
310-34	500 m a N 12° W de S. Simão (Tomar)	arenito de grão médio, argiloso, vermelho	79,1	20,9
310-34a	idem	calhaus contidos na cam. referente à amostra 310-34	—	—
310-52	850 m a E de Serra do Meio (Tomar)	arenito de grão médio, pouco argiloso, acastanhado	88,3	11,7
310-54	500 m a SE de Serra do Meio (Tomar)	arenito de grão médio a fino, argiloso, rosado	85,3	14,7
310-55	400 m a SSE de Serra do Meio (Tomar)	arenito de grão médio, argiloso, amarelado	81,7	18,3
310-86	500 m a N de Fungalvaz (Tomar)	arenito de grão médio a grosseiro, argiloso, amarelado	86,7	13,3

Os calcários mesozóicos são bastante pobres de carbonato de magnésio. Com efeito, alguns ensaios de dolomimetria revelaram teores de  $\text{CO}_2\text{Mg}$  inferiores a 2%.

De igual maneira, o Cretácico inferior continental contribuiu para a sedimentação detrítica cenozóica. Aquela formação, geralmente designada por «Belasiano», abrange os depósitos continentais pós-jurássicos e ante-cenomanianos. Constituem-na arenitos argilosos, de grão médio a grosseiro, de tonalidades variadas (amarela, vermelha, lilás, branca, esverdeada) com intercalações, mais ou menos espessas, de argilas e de casca-lheiras de quartzo e quartzito.

A comparticipação manifesta destes materiais nos ciclos sedimentares terciários justifica o estudo sedimentológico que deles realizamos. Neste sentido, procedeu-se à colheita de amostragem significativa destes sedimentos, ao longo da orla ocidental da bacia do Tejo, desde Lisboa a Tomar, cuja localização está expressa no Quadro I, simultaneamente com a respectiva classificação e composição fundamental.

No Quadro referido ressalta a composição, exclusivamente areno-argilosa, dos materiais belasianos, sendo muito variáveis as proporções relativas dos dois componentes.

A série de análises granulométricas relativas às fracções arenosas destes sedimentos forneceu os elementos seguintes (Quadro II):

QUADRO II

Amostra n.º	Md $\phi$	Md(mm)	QD $\phi$	So	Skq $\phi$
339-12	0,35	0,82	1,05	2,05	0,00
328-2	1,5	0,35	0,70	1,60	0,10
328-3	0,4	0,76	1,05	2,05	0,05
328-7a	0,7	0,62	0,90	1,85	0,10
328-11	1,4	0,38	1,25	2,35	0,00
319-1	2,1	0,24	1,00	2,00	0,00
310-6	1	0,50	0,85	1,80	0,15
310-6a	2,3	0,20	0,80	1,73	-0,05
310-20	-0,1	1,05	1,50	2,80	0,20
310-21	0,5	0,71	1,50	2,80	0,00
310-22	0,3	0,80	1,45	2,70	0,15
310-30	2,0	0,25	0,60	1,50	0,00
310-34	-0,1	1,05	1,10	2,12	0,20
310-52	1,5	0,35	0,65	1,55	0,05
310-54	1,7	0,31	0,50	1,40	0,00
310-55	1,6	0,33	0,90	1,85	0,00
310-86	0,45	0,71	1,35	2,50	0,00

Trata-se, em geral, de areias médias a grosseiras, com índices de calibragem variados. Existem, de facto, valores de  $QD\phi$  (intervalo semi-quartil de KRUMBEIN) baixos e altos (0,6 a 1,5), reveladores de grande variabilidade de selecção granulométrica durante o transporte e a sedimentação. O mesmo se pode dizer em relação ao índice  $So$  («sorting index» de TRASK), cujos valores variam entre 1,5 e 2,8.

A assimetria ( $Skq\phi$  de KRUMBEIN), onde predominam os valores positivos, indica sedimentos com evolução regressiva, por levigação, em locais agitados e pouco profundos, isto é, materiais depositados no decurso do transporte, cujo agente lhes subtrai, constantemente, os elementos mais finos. Nas curvas canónicas de RIVIÈRE estas distribuições com assimetria positiva correspondem à «fácies parabólica».

Os valores nulos de  $Skq\phi$  («fácies logarítmica» de RIVIÈRE) indicam sedimentação por perda de competência do agente transportador, após longo percurso. Nos casos em

que aquele índice é negativo («fácies hiperbólica» de RIVIÈRE), houve decantação de materiais finos em locais de repouso das águas.

Em resumo, os resultados fornecidos pela granulometria (fig. 9-1) enquadram-se nas condições do regime de sedimentação fluvial, com evidentes variações de competência, testemunhadas no espaço e no tempo.

Não menos importantes são os elementos fornecidos pelo estudo mineralógico das fracções arenosa e argilosa e pela morfoscopia dos grãos de quartzo (Quadro III).

QUADRO III

Amostra n.º	Quartzo %	Feldspato %	Forma e estado de superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Marca de corrosão pedológica	Composição argilosa (%)		
			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm			Caulinite	Ilite	
416-9	100	vest.	—	SA-PB	A	rara		70	30	
403-1	100	vest.	SR-PB	SA-PB	SA			90	10	
363-6	100	vest.	SR-PB	SA-PB	A			90	10	
351-5	100				A	alg		80	20	
339-12	98	2	SR-PB	SA-PB	A		×	100	vest.	
328-2	100	vest.	SR-PB	SA-PB	SA e A	rara	×	95	5	
328-3	100	vest.	SR-PB	SA-PB	SA e A	rara	×	95	5	
328-4	100	vest.	SR-PB	SA-PB	SA e A			80	20	
328-7a	100	vest.	SR-NB	SA-NB	A	rara		100	vest.	
328-11	98	2	R e SR-PB	SR-PB	SA e A		×	70	30	
319-1	100	vest.	SR-PB	SA-PB	SA e A	rara	×	90	10	
309-1	100			SA-PB	A	alg		70	30	
309-1a	100	vest.	SR-PB	SA-PB	A			90	10	
310-6	100			SR-PB	SA-PB	SA e A	rara	×	100	vest.
310-6a	100			SR-PB	SA-PB	SA e A		×	95	5
310-20	100	vest.	R-PB	SR-PB	SA		×	80	20	
310-21	100	vest.	R e SR-PB	SR-PB	SA e A	rara	×	70	30	
310-22	100	vest.	R e SR-PB	SR-PB	SA e A		×	90	10	
310-27a	90	10	SR-PB	SA-PB e A	A			95	5	
310-30	98	2	SR-PB	SA-PB	SA e A			90	10	
310-34	97	3	SR-PB	SA-PB	A		×	90	10	
310-52	100	vest.	SR-PB	SA-PB	A			100	vest.	
310-54	95	5	SR-PB	SA-PB	SA	alg	×	75	25	
310-55	100	vest.	R e SR-PB	SR-PB	SA e A			85	15	
310-86	100		SR-PB	SA-PB	A		×	95	5	

A abundância de quartzo hialino e a presença, embora reduzida, de feldspato, fazem admitir a proximidade do soco granito-gnáissico, fornecedor de tais materiais. Por outro lado, o pouco rolamento dos detritos arenosos e o aspecto pouco brilhante dos mesmos, pressupõem diminuto transporte fluvial (Est. XVI, fig. 2). As rochas granito-gnáissicas das regiões de Tomar, Abrantes e Chamusca constituem afloramentos desse soco vizinho (hoje coberto pelos sedimentos terciários) que ao tempo dos depósitos em estudo, constituía relevo, sem dúvida, importante. É frequente o aspecto «cariado» dos grãos de quartzo, relacionado, talvez, com marcas de corrosão pedológica. Estas rugosidades da superfície dos grãos estão, em via de regra, preenchidas com óxidos de ferro. Este fenómeno é muito comum nas regiões quentes e húmidas.

A acentuada escassez, ou, outras vezes, a ausência de feldspato pode explicar-se, unicamente, por motivos climáticos. Assim, é necessário admitir um clima de tipo quente e húmido, capaz de alterar profundamente as rochas do soco cristalino, pela destruição total, ou quase, dos feldspatos, o mesmo sucedendo à biotite, da qual não se encontram vestígios.

A moscovite, mineral estável neste ambiente, é rara devido à calibragem granulométrica, pois não é normal que existam partículas tão finas e leves a par de sedimentos muito mais grosseiros; não se deposita senão em locais favoráveis à sedimentação tranquila e, portanto, fina, como é o caso atestado nos níveis mais pelíticos.

Por último, a composição argilosa, onde a caulinite (figs. 2 e 10, do texto; Est. XIV, fig. 2), muito bem cristalizada, aparece em percentagem maciça, confirma, mais uma vez, condições climáticas quentes e húmidas, em que o grau de hidrolização dos silicatos é muito intenso. Por outro lado, o regime de drenagem, certamente exorreico, permitia a completa evacuação dos produtos resultantes desta alteração.

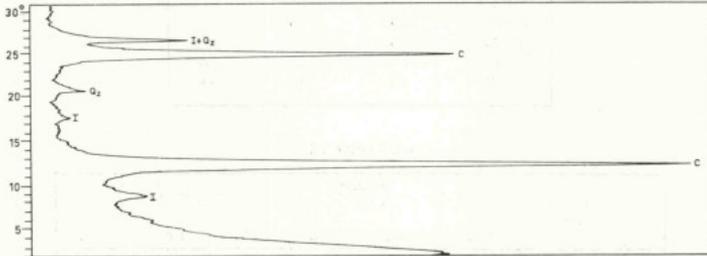


Fig. 2 — Diffractograma de raios X (radiação  $K/\alpha$  do cobre a 20 mA e 40 kV) da fracção argilosa dos arenitos belastanos de Fungalvaz, Tomar (amostra 310-86).  
C — caulinite, I — ilite, Qz — quartzo.

Sob o nome de ilite incluem-se, por não poderem separar-se, as sericites e as moscovites. Todas estas argilas parecem provir, por via detrítica, das argilas de alteração e de neoformação geradas nas rochas do soco cristalino e nos solos derivados do mesmo soco e, também, de sedimentos preexistentes.

O cortejo de minerais pesados (Quadro IV), que não contraria a origem granito-gnáissica admitida, no qual se encontram apenas os de grande resistência à meteorização (turmalina, andalusite, estauroilite, zircão e distena), é compatível com as condições climáticas admitidas.

QUADRO IV

Amostra N.º	Turmalina	Andalusite	Estauroilite	Zircão	Rótilo	Distena
310-6	84	14	2			
310-6a	87	12	1			
310-20	87	6	6	1		
310-21	78	17	4	1		
310-22	85	10	3	1		1
310-27a	76	20	2		1	
310-30	87	11	1	1		
310-34	92	7	1			
319-1	96	2	1		1	
328-2	88		8	2		2
328-3	55		40	4		1
328-4	97		2	1		
328-7a	87	9	3	1		
328-11	65	12	18	1	2	2
330-12	98			2		

O estudo petrográfico e morfométrico dos elementos das cascalheiras contidas nos depósitos detríticos belasianos resume-se nos Quadros V e VI.

QUADRO V

Amostra n.º	Composição petrográfica (%)		
	Quartzo	Quartzito	Metalidito
310-23	41	54	5
310-29	44	56	
310-34	55	45	
319-1a	58	42	
328-6	34	58	8
328-12	38	48	14

QUADRO VI

	Amostra n.º	Achatamento $\left(\frac{L+1}{2E}\right)$			Desgaste $\left(\frac{2r_i}{L}\right)$		
		Min.	Méd.	Máx.	Min.	Méd.	Máx.
Quartzo	310-23	1,3	1,5	3,2	0,04	0,17	0,28
	310-29	1,3	1,5	3,0	0,04	0,14	0,28
	310-34a	1,3	1,6	2,7	0,02	0,10	0,29
	319-1a	1,2	1,4	2,2	0,09	0,18	0,29
	328-6	1,3	1,5	2,4	0,02	0,08	0,20
Quartzito	310-23	1,1	1,7	3,0	0,07	0,13	0,25
	310-29	1,2	1,6	2,8	0,02	0,13	0,22
	310-34a	1,1	1,6	2,6	0,06	0,10	0,30
	319-1a	1,4	1,6	2,1	0,08	0,13	0,32
	328-6	1,3	1,7	2,8	0,04	0,12	0,21
328-12	1,2	1,7	2,4	0,02	0,08	0,40	

Ressalta, desde logo, a composição exclusivamente siliciosa dos elementos grosseiros. O quartzo filoniano e o quartzito figuram em partes sensivelmente iguais, sendo relativamente reduzida a percentagem de metalidito.

O quartzo filoniano, bem como o metalidito, provêm, certamente, do soco cristalino, referido. A origem do material quartzítico (muito possivelmente ordovícico) deve procurar-se nos relevos ordovícicos que da serra da Amêndoa se prolongam para norte de Figueiró dos Vinhos; na altura eram ainda mais extensos e vigorosos.

Os valores dos índices de achatamento e de desgaste, considerados em função daquele tipo de materiais siliciosos, enquadram-se, também, no regime de transporte fluvial (Est. XVIII, fig. 1), em locais e períodos de maior competência das águas. As considerações feitas acerca da proximidade relativa das fontes de alimentação estão dentro dos limites admitidos por aqueles valores.

Por outro lado, a predominância de material silicioso confirma a hipótese de clima quente e húmido, susceptível de alterar profundamente as rochas cristalinas, por destruição dos componentes vulneráveis, restando intactos apenas os minerais mais resistentes (quartzo, moscovite, turmalina, zircão, etc.). Estas rochas contribuem principalmente com areias quartzosas, como já se disse, e nunca com elementos líticos grosseiros. Nestes termos, apenas quartzitos, metaliditos e quartzo estarão patentes na fase grosseira da sedimentação, isto é, nas cascalheiras.

O carácter quente e húmido — que o estudo sedimentológico permite atribuir ao clima correlativo dos depósitos belasianos — foi reconhecido em vários pontos do globo em relação ao mesmo intervalo de tempo.

Cite-se o Wealdeano, conjunto sedimentar definido a sul da bacia de Londres, equivalente do Valanginiano, Hauteriviano e Urganiano. Esta fácies detrítica prolonga-se pela Bélgica (Hainaut), encontra-se em França (Boulonnais, Pays de Bray, Alto-Marne, Pirinéus orientais) e, ainda, em Espanha (Santander). As características gerais destas formações e, nomeadamente, a predominância maciça de caulinite, são bastante comparáveis às do «Belasiano» português. Nas mesmas condições se situa o chamado «Continental intercalar» do Saara (série detrítica situada entre as formações de Tassili e a grande transgressão Cenomano-turoniana) e seus equivalentes laterais, como os «grés da Núbia», de Israel, do Sudão ocidental, etc. De igual modo, no sudeste dos Estados Unidos, o Cretácico inferior apresenta as características do Wealdeano europeu.

Todos os exemplos acabados de apontar se enquadram, pelas características petrográficas das respectivas formações, na chamada fácies siderolítica, na qual se podem enquadrar os depósitos belasianos. Esta fácies caracteriza os sedimentos correlativos de um período climático de grande extensão, de tipo hoje reinante em regiões intertropicais húmidas.

É evidente que na sedimentação detrítica do Cretácico inferior intervieram materiais provenientes, por exemplo, do Jurássico superior e do Reciano. As composições detrítica e argilosa dos sedimentos jurássicos superiores da orla ocidental são, também, essencialmente siliciosas e caulíníticas, respectivamente. As formações recianas, geralmente ilito-caulíníticas, embora ricas de clastos siliciosos, conservam carácter feldspático.

## I

## PALEOGÉNICO

## 1 — Descrição geológica

Esta série continental é constituída pelo chamado *Complexo de Benfica* e respectivo prolongamento para NNE, marginando, com interrupções, a orla mesozóica ocidental, até perto de Tomar.

Consoante as localidades onde aflora, têm-lhe sido atribuídas designações regionais. Estão nestes casos os Complexos detríticos de Cheganças e de Casais <sup>(1)</sup>, de Abrigada e de S. Salvador <sup>(2)</sup>, o Complexo de Cabos <sup>(3)</sup>, os «grés» de Monsanto <sup>(4)</sup>, os calcários de Alcanede <sup>(5)</sup>, etc.

O *Complexo de Benfica*, descrito por P. CHOFFAT <sup>(6)</sup> com bastante pormenor, prolonga-se das imediações daquela localidade, ininterruptamente, até Alverca. É neste troço, perto de Carnide, que apresenta maior desenvolvimento, sendo a espessura de cerca de

<sup>(1)</sup> G. ZBYSZEWSKI — Notícia explicativa da folha 30-D — Alenquer — da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50 000. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa, 1965.

<sup>(2)</sup> G. ZBYSZEWSKI & O. V. FERREIRA — Notícia explicativa da folha 30-B — Bombarral — da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50 000. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa, 1966.

<sup>(3)</sup> G. ZBYSZEWSKI & F. M. DE ALMEIDA — Notícia explicativa da folha 26-D — Caldas da Rainha — da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50 000. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa, 1960.

<sup>(4)</sup> F. ROMAN & A. TORRES (1907). *Op. cit.*

<sup>(5)</sup> *Idem.*

<sup>(6)</sup> P. CHOFFAT — Géologie du Cénozoïque du Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XXX (Supl.), 182 p. Lisboa, 1950 (obra póstuma).

400 metros (1). O autor citado distinguiu, nesta região, cinco conjuntos principais e, dentro deles, subdivisões, atendendo às variações litológicas.

Os cinco conjuntos são, de cima para baixo:

- 1 — margas e argilas, vermelho-alaranjadas (60 m);
- 2 — conglomerados com blocos de calcário (60 m);
- 3 — margas vermelhas (200 m);
- 4 — calcários mais ou menos compactos, passando a conglomerados, no topo (16 m)  
— Calcários de Alfornelos;
- 5 — margas vermelhas, com pequenos calhaus de quartzito (90 m).

Esta série está intercalada entre o manto basáltico da região de Lisboa e os primeiros níveis marinhos do Miocénico inferior. As camadas inclinam em conjunto com as formações sub e suprajacentes, acompanhando a estrutura geral da região. Devido à posição estratigráfica que ocupam foram atribuídas por CHOFFAT ao Oligocénico. Tal atribuição de idade, utilizada por A. TORRES no esquema estratigráfico da bacia do Tejo, constitui, ainda hoje, o único pilar sobre que assenta todo o chamado Oligocénico português.

Caminhando para norte, após pequena interrupção, o Paleogénico reaparece nos arredores do Carregado, prolongando-se por estreita faixa até a região de Abrigada. Inicialmente orientada na direcção E-W, nas proximidades do Carregado (onde os calcários foram explorados — pedra da Quinta da Marquesa) a faixa referida inflecte para norte, passa por Alenquer, até Monte Redondo (Ota), contactando a oeste com os calcários do Jurássico superior. O conjunto inclina, de modo geral, para leste, sendo recoberto, em discordância, por depósitos miocénicos. Tais formações, designadas por ZBYSZEWSKI por Complexos detríticos de Cheganças e de Abrigada, são constituídas por camadas de arenitos argilosos ou margosos, argilas, margas e calcários compactos.

O autor em causa descreveu dois cortes bastante pormenorizados destas formações, em que aponta a variedade de tipos de sedimentos aí representados (2). Na região de Abrigada, a faixa paleogénica inflecte para noroeste, interrompendo-se nas proximidades de Montejunto; reaparece mais a norte, noutra estreita faixa, de direcção sensivelmente NNE-SSW, de S. Salvador à quinta do Barro Miguel, nas proximidades de Cercal. O contacto que, como de costume, margina a orla mesozóica, faz-se indiferentemente com camadas mesozóicas de diferentes idades, desde o Lusitaniano ao Turoniano, seguindo importante linha de fractura. O contacto aludido «é mais ou menos vertical, com tendência para o cavalgamento das primeiras sobre as segundas» (3).

Parte desta fractura marginal foi preenchida pela injeção de magma basáltico, constituindo-se um filão de rocha básica, hoje completamente alterada.

Ao longo do contacto existem vários desligamentos devidos a falhas (orientadas na direcção NW-SE) mais recentes, originadas por movimentos posteriores ao Miocénico. Os mesmos movimentos devem ter sido os responsáveis pelo rejuvenescimento de falhas

(1) O furo realizado pela Companhia dos Petróleos de Portugal, em Samora Correia, revelou a existência de um complexo de aspecto paleogénico, situado entre 780 e 1077 metros de profundidade (cerca de 300 m de espessura). Sobre ele desenvolve-se outro complexo com características semelhantes às formações neogénicas.

(2) As camadas inferiores descritas, por ZBYSZEWSKI, no corte de Cheganças, essencialmente areníticas, avermelhadas e com caulinite no cimento, devem ser equivalentes das formações que, mais a norte, constituem os chamados «grés vermelhos de Carvalhais».

(3) G. ZBYSZEWSKI & O. V. FERREIRA (1966) — Notícia explicativa da folha 30-B (Bombaral). *Op. cit.*

mais antigas, como as referidas. Aqui, o complexo paleogénico, como nos seus equivalentes laterais situados a sul, é essencialmente constituído por conglomerados, arenitos vermelhos ou rosados, margosos, argilas, margas e calcários compactos. De modo idêntico, os depósitos miocénicos recobrem-no em discordância.

Após extensa interrupção, o Paleogénico reaparece bruscamente na região de Rio Maior, a norte da importante falha de Cidral, onde foi designado por Complexo de Cabos; é composto por duas séries, uma superior, constituída por arenitos, argilas, calcários (calcário de Alcanede) e conglomerados e, outra, inferior, formada pelos chamados grés de Monsanto. As formações do referido complexo assentam sobre depósitos detríticos vermelhos, designados por grés avermelhados de Carvalhais <sup>(1)</sup>, os quais constituem uma faixa que, por seu turno, margina, a norte da citada falha, os depósitos cretácicos. Aqueles «grés» serão objecto, no final desta rubrica, de breve caracterização sedimentológica. Superiormente, este complexo, cuja inclinação das camadas, para sudeste, parece diminuir de valor, à medida que nos afastamos da orla mesozóica, é coberto pelas areias, argilas e cascalheiras do Miocénico.

Continuando para nordeste, após pequena interrupção, devida a acidentes tectónicos, o complexo paleogénico torna a surgir, noutra faixa, até Monsanto, onde desaparece de novo. Encontram-se aqui os característicos arenitos consolidados de Monsanto, mais ou menos grosseiros, um pouco feldspáticos e às vezes conglomeráticos. O cimento é, geralmente, argiloso ou margoso. São variadas as tonalidades destas rochas, que vão desde o esbranquiçado ao vermelho. Esta formação, designada por A. TORRES [1907] por «formation sableuse inférieure» ou «grés» de Monsanto, está quase horizontal e constitui uma série inferior aos calcários de Alcanede.

O Paleogénico volta a aparecer, mais a nordeste, em Moitas-Venda, representado por uma formação conglomerática, de cimento margoso, de muito pequena espessura, observável, por exemplo, à saída desta localidade, na estrada para Zibreira. A faixa em questão, orientada sensivelmente na direcção E-W, contacta, a norte, com o arrife, podendo, no entanto, de quando em quando, observar-se terrenos cretácicos intercalados entre as duas formações. Inclinando para sul, a faixa paleogénica mergulha sob o Miocénico detrítico. Contorna o maciço calcário da Serra de Aire, passa por Almonda, inflecte a partir daí, para NNE, continuando a marginalizar os arrifes, embora com pequenas interrupções.

Junto à exsurgência do Almonda, podem observar-se, de oeste para leste: margas cinzento-esverdeadas do Cretácico médio marinho (Cenomaniano-turoniano), cujo contacto com o Jurássico está oculto por depósitos de vertente; a estas margas sucedem arenitos calcários e calcários areníticos paleogénicos, inclinados para leste; sobre estas camadas existe uma formação brechóide, mal consolidada, muito grosseira, cujos elementos essencialmente de calcário jurássico diminuem de calibre, para leste, passando, lateralmente, aos calcários lacustres miocénicos (fig. 3).

Rocha semelhante, embora de aspecto mais consolidado, existe em S. Domingos (Alqueidão); contacta com o arrife e assenta sobre arenitos grosseiros quartzosos, com cascalheiras abundantes, quartzo-quartzíticas. Para leste (em Alqueidão, por exemplo) estes arenitos são recobertos por bancadas de calcário lacustre miocénico e podem corresponder às formações areníticas que designamos por Miocénico detrítico. Todavia, em virtude da semelhança que existe entre estas rochas e os arenitos belasianos, e o facto de não existirem, neste corte, camadas turonianas ou paleogénicas (principal meio de separação das duas formações detríticas) não é clara a posição estratigráfica da brecha citada. Por semelhança com o que se passa em Almonda, ou, em Moinhos da Pena (Assen-

(<sup>1</sup>) G. ZBYSEWSKI & F. M. DE ALMEIDA (1960) — Notícia explicativa da folha 26-D (Caldas da Rainha). *Op. cit.*

tiz) é de crer que se trate de formação equivalente lateral da base dos calcários lacustres miocénicos, marginal do maciço calcário jurássico (fig. 4).

Os arenitos mencionados podem seguir-se no terreno, mais para norte, até à região de Pafarrão; aqui, a sequência que se observa leva a atribuir-lhes, de facto, idade mais recente (Miocénico detrítico). Com efeito, do arrife para sudeste, observam-se, sucessivamente, arenitos belasianos e calcários margosos, com ostras (Cenomaniano-turoniano) inclinados para SW; em seguida, arenitos arcósicos, margosos, mais ou menos consolidados (Paleogénico) que, no contacto (por falha) com o citado Miocénico detrítico,

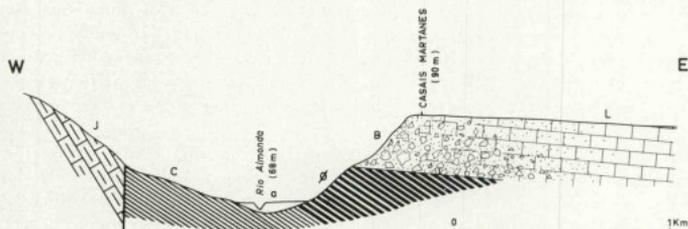


Fig. 3 — Esquema geológico da orla ocidental da bacia do Tejo, na região de Almonda. A altimetria está sobreelevada cerca de 20 vezes. J — Jurássico; C — Cretácico (Cenomaniano-Turoniano); Ø — Paleogénico; B e L — brecha calcária e calcários lacustres miocénicos.

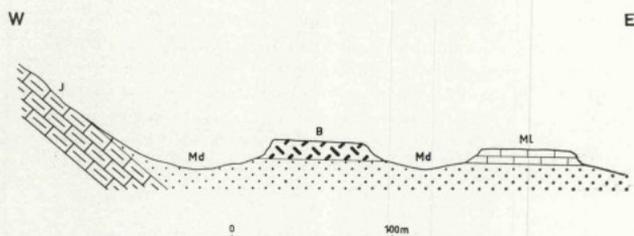


Fig. 4 — Esquema geológico da orla ocidental da bacia do Tejo, na região de Alqueidão. J — Jurássico; Md — Miocénico (?) detrítico; B (brecha calcária) e MI (calcário lacustre) — Miocénico.

inclinam para NW; continuando na mesma direcção, estes últimos arenitos são finalmente recobertos, como em Alqueidão, pelos calcários do Miocénico lacustre. Mais para NE, nos Moinhos da Pena e em Charruada (Assentiz) (fig. 5), o complexo paleogénico inclina também para NW ( $50^{\circ}$  a  $70^{\circ}$ ) e é recoberto em discordância por uma formação brechóide, grosseira, geralmente bem consolidada, constituída por elementos de calcário jurássico. A bancada de brecha, que parece horizontal ou sub-horizontal, está recoberta, por seu turno, por depósitos arenítico-conglomeráticos, quartzo-quartzíticos, de cimento argiloso, muito possivelmente pliocénicos. A referida brecha, sobre a qual assentam os chamados Moinhos da Pena, adelgaça para NW, recobrinho os calcários jurássicos; constitui estreita plataforma no rebordo do que é, para NE, a continuação dos arrifes, já muito degradados, formando cornija.

As camadas paleogénicas, bem observáveis a norte de Charruada, nas barreiras da estrada de Casais de Igreja para Lagoa do Furadouro, mostram, de cima para baixo,

isto é de NW para SE: conglomerados com elementos calcários e quartzo-quartzíticos, de cimento margoso, argilas margosas e arenitos consolidados do tipo dos de Monsanto. A SE estas últimas camadas contactam, por falha com cavalgamento, com os calcários lacustres do Miocénico.

Mais a norte, junto à linha do Caminho de Ferro, 1500 m a norte de Fungalvaz, encontra-se minúsculo retalho de conglomerado, mergulhando para leste, em contacto, por falha, com os arenitos belasianos. Este conglomerado está recoberto por um depósito brechóide, grosseiro, constituído por fragmentos de calcário jurássico, equivalente lateral do Miocénico lacustre, cuja fácies grosseira se deve à proximidade da escarpa.

Finalmente, a cerca de 1 km a leste da estação de Fátima, situa-se o retalho paleogénico mais setentrional da orla ocidental da bacia do Tejo. Este pequeno aflora-

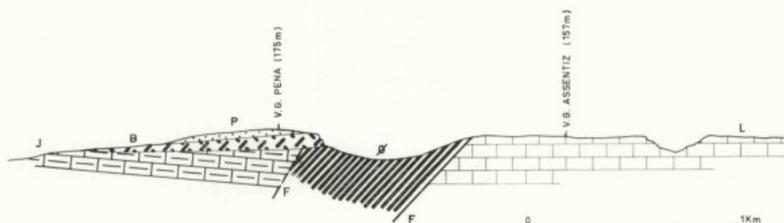


Fig. 5 — Esquema geológico da orla ocidental da bacia do Tejo, na região de Assentiz.  
J — Jurássico; Ø — Paleogénico; B (brecha calcária) e L (calcário lacustre) — Miocénico; P — Pliocénico.

mento, orientado na direcção E-W, tem cerca de 1 km de comprimento por 600 m de largura. De norte para sul, ou seja de baixo para cima, existem arenitos brancos consolidados, semelhantes aos de Monsanto, argilas, calcários compactos que recordam os de Alcanede e, novamente, uma série detrítica variada, mais ou menos margosa, de tonalidade avermelhada.

Em Serra de Baixo as camadas inclinam de 40° a 50° para sul; mergulham para sudoeste, com menos inclinação, no extremo oriental do afloramento, esboçando como que terminação perissinclinal. A oeste, o contacto faz-se, anormalmente, por falha, com o Jurássico médio. A norte, as formações paleogénicas assentam em discordância angular, quer sobre o Belasiano, quer sobre o Cenomaniano superior, inclinados também para sul, mas com ângulo muito menor (10° a 15°); a sul mergulham sob o Miocénico detrítico, inferior ao lacustre, reaparecendo no fundo de uma linha de água, situada 1 km a norte da Carregueira. A leste, as camadas inclinadas do Paleogénico estão arrasadas e cobertas, em discordância, por delgada película de Miocénico sub-horizontal, que parece terminar em cunha, recoberto, por sua vez, por areias e cascalheiras pliocénicas.

## 2 — Estudo sedimentológico

No sentido de caracterizar sedimentologicamente o Paleogénico da orla ocidental da bacia terciária do Tejo, estabelecemos um plano de reconhecimento e colheita de material sedimentar, desde a região de Lisboa, no Complexo de Benfica, estendendo-se idênticas operações para norte, até Tomar, ao longo da formação classicamente assimilada àquele complexo.

No Quadro VII agrupamos a localização da amostragem estudada, acompanhada da classificação de campo dos respectivos materiais e da composição fundamental (fracções arenosa, silto-argilosa e carbonatada).

QUADRO VII

	Amostra n.º	Localização	Classificação de campo	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa	Fracção carbonatada
Complexo de Benfica	431-18	Estação de Caminhos de Ferro de Benfica	calcário margoso, detritico, avermelhado	11,2	30,1	58,7
	417-9	Canoas (Paia)	arenito de grão grosseiro, conglomerático, argilo-margoso, lllás	65,0	33,7	1,3
	417-10	Paia	marga arenítica, vermelha	11,5	20,4	68,1
	417-11	Paia	arenito de grão fino, coerente, margoso, avermelhado	65,5	11,9	22,6
	417-12	Casal de S. José	calcário arenítico, avermelhado, coerente	14,0	23,0	62,8
	417-12A	Casal de S. José	calhaus do conglomerado do topo dos calcários			
	417-13	Pontinha	arenito margoso, vermelho, com calhaus	50,8	25,0	24,2
	417-13A	Pontinha	calhaus de 417-13			
	417-14	Pontinha	argila margosa vermelha	7,5	74,5	18,0
	C. de Chegranças e de Abrigade	390-2	Quinta da Marquesa (Carregado)	calcário compacto, branco	0,1	2,9
376-4		Alenquer	calcário compacto, branco	0,3	3,8	95,9
376-2		1000 m a N de Ota	marga compacta com dendrites manganésíferas	13,3	41,4	45,3
363-3		270 m a SW de S. Salvador (Cercal)	marga arenítica cinzenta	21,8	28,2	50,0
363-5		250 m a SW de S. Salvador (Cercal)	marga arenítica avermelhada	18,0	31,3	50,7
Complexo de Cabos	339-7	Cabos (Rio Maior)	argila arenítica vermelha	25,0	75,0	
	339-8	idem, cam. sup. à que se refere a amostra 339-7	arenito de grão fino-consolidado, claro (não desagregou)	?	?	
	339-9	idem, cam. sup. à que se refere a amostra 339-8	arenito de grão grosseiro, argiloso, claro	78,9	21,1	
	340-1	1000 m a SW de Fráguas (Alcanede)	marga arenítica, branca	30,3	27,7	41,0
	340-4	400 m a NW de Póvoas (Alcanede)	calcário arenítico, branco	40,3	8,2	51,5
	328-12	250 m a NW do Castelo de Alcanede	calcário compacto, esbranquiçado	0,2	10,0	98,8
	328-13	idem, cam. sup. à que se refere a amostra 328-12	arenito de grão fino, argiloso, consolidado, claro (não desagregou)	?	?	
328-14	idem, cam. sup. à que se refere a amostra 328-13	arenito de grão fino a médio, argiloso, consolidado, claro (não desagregou)	?	?		
328-15	idem, cam. sup. à que se refere a amostra 328-14	arenito de grão médio, argilo-margoso, avermelhado	78,8	16,5	4,7	
Grás de Monsanto	328-7	1000 m a W de Monsanto	arenito de grão fino, argiloso, consolidado, claro (não desagregou)	?	?	
	328-8	idem, cam. sup. à que se refere a amostra 328-7	concreções margosas no arenito	52,3	19,2	28,5
	328-9	idem, cam. sup. à que se refere a amostra 328-7	arenito de grão médio, argilo-margoso, rosado	81,5	16,8	1,3
Regiões de Moitas, Casais de Igreja e Fungalvaz	319-3	Moitas-Venda, à saída para Zibreira	conglomerado com elementos de calcário e cimento margoso	21,5	18,4	60,1
	309-2	300 m a NW de Charruada (Casais de Igreja)	conglomerado com elementos de quartzo, quartzito e calcário	41,3	5,8	52,9
	309-3	150 m a E do local correspondente a 309-2	arenito de grão médio, margoso, rosado	71,8	14,7	13,5
	309-4	100 m a E do local correspondente a 309-3	arenito de grão médio, margoso, bem consolidado, branco	77,1	10,0	12,9
	309-5	5 m a S do local correspondente a 309-4	arenito de grão fino, argiloso, consolidado, branco (não desagregou)	?	?	
	309-6	5 m a S do local correspondente a 309-5	arenito de grão grosseiro a médio, argilo-margoso, branco	73,0	25,6	1,4
	310-75	1500 m a N de Fungalvaz	arenito de grão grosseiro, conglomerático, margoso, avermelhado	41,1	10,6	48,3
	310-75A	idem, cam. sup. à que se refere a amostra 310-75	calcário arenítico, compacto, branco (não desagregou)	80,7	?	?
	310-73	1300 m a SSW de Serra de Baixo	calcário arenítico, compacto, branco (não desagregou)	?	?	?
	310-71	550 m a S de Serra de Baixo	arenito de grão grosseiro, margoso, consolidado, branco	?	15,3	4,0
	310-70	600 m a SE de Serra de Baixo	calcário arenítico, compacto, branco (não desagregou)	?	?	?
	310-56A	100 m a S de Serra de Baixo	arenito de grão grosseiro, margoso, claro	43,2	23,1	33,7
	310-56B	idem, cam. sup. à referente à amostra 310-56A	marga esbranquiçada com dendrites manganésíferas	22,7	31,2	43,1
	310-56C	idem, cam. sup. à referente à amostra 310-56B	calcário compacto, rosado	0,6	4,1	95,3
	310-59A	600 m a ESE de Serra de Baixo	arenito de grão grosseiro, argiloso, consolidado, branco (não desagregou)	?	?	?
	310-59B	idem, cam. sup. à referente à amostra 310-59A	argilito esverdeado, consolidado (não desagregou)	?	?	?
	310-59C	idem, cam. sup. à referente à amostra 310-59B	calcário compacto branco	1,1	7,1	91,8
	310-59D	idem, cam. sup. à referente à amostra 310-59C	arenito de grão fino, argiloso, consolidado, avermelhado (não desagregou)	?	?	

É grande a variedade de sedimentos constituintes da faixa paleogénica aludida, o que pode confirmar-se pelo exame das três últimas colunas do quadro, referentes à composição fundamental destes sedimentos. No entanto, uma das características a apontar-lhes reside na frequência da componente carbonatada.

Nem todas as amostras permitiram completa desagregação (nos moldes laboratoriais que utilizámos); este facto é tão comum nos depósitos considerados paleogénicos, que constitui, por si, outra característica, embora empírica, a acrescentar. A maior resistência à desagregação deve-se ao tipo de argila que cimenta estas rochas e, às vezes, a certo grau de silicificação das mesmas. CHOFFAT [1950, p. 75] dá sugestiva descrição de campo destes sedimentos, dizendo que eles são praticamente inconfundíveis. De facto, assim é. Na maior parte dos casos, atribuímos esse aspecto particular à presença de atapulgite no cimento.

Quer os níveis propriamente conglomeráticos, quer as concentrações mais ou menos dispersas, de cascalheiras, são particularmente ricos de elementos de quartzo filoniano acompanhados de menores quantidades de calhaus de quartzito, de calcário da orla mesozóica, de sílex e de rochas básicas, geralmente muito alteradas.

Por exemplo, no Complexo de Benfica os valores encontrados são os expressos nos Quadros VIII e IX.

QUADRO VIII

Amostra n.º	Natureza dos detritos	Achatamento $\left(\frac{L+1}{2E}\right)$			Desgaste $\left(\frac{2r_1}{L}\right)$		
		Mín.	Méd.	Máx.	Mín.	Méd.	Máx.
417-12A	Quartzo	1,2	1,7	2,8	0,02	0,05	0,11
	Quartzito	1,4	1,7	2,6	0,05	0,11	0,32
417-13A	Quartzo	1,1	1,8	3,6	0,02	0,04	0,09

QUADRO IX

Amostra n.º	Composição petrográfica (%)					
	Quartzo	Quartzito	Calcário	R. básica	Basalto	Sílex
417-12A	60	12	20	4		4
417-13A	87		8		5	

Os índices de achatamento e de desgaste foram calculados, apenas para os materiais quartzítico e quartzítico, por estes serem não só os elementos mais expressivos mas também os mais constantes nas várias formações da bacia, permitindo, assim, as necessárias comparações.

Os elementos de calcário e de rocha básica, não obstante a proximidade da origem, estão sempre mais ou menos arredondados; o seu significado é duvidoso, pela dificuldade de discernir até que ponto o rolamento é devido ao desgaste puramente mecânico do transporte ou aos fenómenos de dissolução e alteração química e, para o caso particular das rochas básicas, à influência da disjunção esferoidal. Os fragmentos de sílex, pela enorme resistência ao desgaste mecânico e à alteração química que os caracterizam e, também, pela proximidade das fontes de alimentação, apresentam-se sempre muito angulosos.

Se analisarmos o que se passa em relação ao índice de desgaste dos elementos de quartzo e de quartzito, no exemplo apontado, verifica-se que ao passo que os calhaus de quartzo revelam valores baixos, correspondentes a um grau de rolamento precário ( $Md = 0,05$ ), os de quartzito mostram-se muito mais trabalhados ( $Md = 0,11$ ). Este facto sugere que o quartzito é, em grande parte, retomado dos arenitos belasianos onde os valores daquele índice são, praticamente, os mesmos.

A dificuldade de desagregar completamente os sedimentos do complexo paleogénico e o facto de muitos deles serem calcários com pouco resíduo detritico, faz com que seja reduzido o número de análises granulométricas realizadas.

Os resultados da granulometria resumem-se no Quadro X, cujo exame permite certo número de conclusões.

QUADRO X

Amostra n.º	Md $\phi$	Md (mm)	QD $\phi$	So	Skq $\phi$
417-9	— 2,6	5,80	1,05	2,05	0,75
417-11	1,3	0,40	0,6	1,50	0,0
417-12	1,7	0,31	1,15	2,20	— 0,15
417-13	0,5	0,72	0,75	1,65	0,0
363-3	2,6	0,16	0,90	1,85	— 0,20
339-7	1,6	0,33	1,25	2,40	0,35
339-9	— 0,2	1,10	1,10	2,10	0,10
340-1	2,2	0,22	0,90	1,85	0,0
340-4	0,9	0,54	0,95	1,90	0,05
328-15	— 0,1	1,05	0,75	1,65	0,0
328-8	0,5	0,72	0,90	1,85	0,0
328-9	0,5	0,72	0,90	1,85	0,0
310-75	— 0,9	1,80	1,55	2,90	— 0,35
310-71	0,9	0,54	1,10	2,13	0,0

Estas areias são geralmente de grão médio a grosseiro; apresentam valores de *QD0* e de *So* indicadores de calibragens deficientes, sugerindo, às vezes, regimes torrenciais (fig. 9-2). Tais valores, associados aos da assimetria, são reveladores, na maioria dos casos, de condições de sedimentação fluvio-lacustre, por excesso de carga. São raras as granulometrias reveladoras de regimes torrenciais. Outras, testemunham ambientes calmos, propícios à decantação dos materiais finos. Estas condições verificam-se acima e abaixo do episódio francamente lacustre, geralmente intercalado na série, representado pelos calcários de Alfoanelos, Carregado, Alenquer, Alcanede, etc.

Não deve esquecer-se que, sendo o «Belasiano» um dos principais fornecedores de material detritico, como tudo leva a crer (a começar pela proximidade imediata desta formação), importante trabalho de evolução granulométrica foi realizado durante aquele ciclo sedimentar. Os arenitos cretácicos, ao serem retomados no Paleogénico, cedem aos sedimentos deste novo ciclo materiais com o estado de evolução anteriormente adquirido; assim, é desnecessário procurar origens longínquas para justificar as características granulométricas.

As percentagens relativas de quartzo e de feldspato revelam franca predominância do primeiro daqueles minerais. De modo geral, o feldspato ou não existe ou é simplesmente vestigial. Verificam-se algumas excepções, como acontece no caso dos sedimentos das regiões de Lisboa, Rio Maior e Monsanto (Quadro XI).

Os grãos de quartzo apresentam-se geralmente sub-rolados e pouco brilhantes; os grãos mais finos (Quadro XI) são, como é natural, mais angulosos (Est. XVII,

QUADRO XI

Amostra n.º	Quartzo %	Feldspato %	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Biotite	Outros elementos	Composição argílica (%)			
			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm				Caulinite	Illite	Montmorilonite	Atapul-gite
431-18	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A							50
417-9	80	20	SR-PB	SR-PB	A	rara	( <sup>1</sup> )					100
417-10	95	5	SR-PB	SR-PB + RM	SA e A	rara						100
417-11	95	5	SR-PB	SR-PB + RM	SA e A						vest.	100
417-12	90	10	SR-PB	SR-PB + RM	SA e A							100
417-13	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A		( <sup>2</sup> )					25
417-14	100	vest.			SA e A							15
390-2	100	vest.			A	rara				60	vest.	40
376-4	100			SR-PB	A							100
376-2	95	5	SR-PB	SR-PB	A		( <sup>3</sup> )			50		50
363-3	100	vest.	SR-PB	SA-PB	A						100	vest.
363-5	100	vest.	SR-PB	SA-PB	A			15	vest.		85	
330-7	100	vest.	SR-PB	SA-PB	R. SR e A	rara	( <sup>4</sup> )		50			50
339-8	88	12	SR-PB	SR-PB	SR e A							100
339-9	75	25	SR-PB	SR-PB	R. SR e A							50
340-1	90	10	SR-PB	SR-PB	A			vest.	15	60		25
340-4	85	15	SR-PB	SR-PB + RM	SA e E			10	20	70	vest.	
328-12	100	vest.			A							100
328-13	96	4	SR-PB	SR-PB	SA	rara					25	75
328-14	92	8	SR-PB	SR-PB	SA e A							100
328-15	97	3	SR-PB	SR-PB	SA	rara					70	30
328-7	95	5	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.	pouca				55	45
328-8	86	14	SR-NB	SR-NB	SA							100
328-9	70	30	SR-NB	SR-NB	SA	multa	rara				55	45
319-3	97	3	SR-B	SR-B	SA			10			60	30
309-2	100		R-B	R-B	SR				vest.		40	60
309-3	100		R-B	SR-B	SR						vest.	100
309-4	100		R-B	SR-B	SA							100
309-5	100			R-PB	SR							45
309-6	100		R-PB	R-B	SR						70	30
310-75	100		R-PB	SR-PB	SA							100
310-73	100		R-NB	SR-PB	SA							100
310-71	100		SR-PB	SR-PB	SA							100
310-70	100		SR-PB	SR-PB	SA e A						vest.	100
310-56A	100		R-NB	SR-PB	SA						vest.	100
310-56B	100		SR-PB	SR-PB	SA e A						vest.	100
310-56C	100	vest.			A							100
310-59A	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA						vest.	100
310-59B	100			SA-PB	A	rara					50	50
310-59C	100				A							100
310-59D	100			SA-PB	A							100

(<sup>1</sup>) Fragmentos abundantes, pouco rolados, de quartzito e de xisto luzente (do maciço antigo).

(<sup>2</sup>) Idem, menos abundantes.

(<sup>3</sup>) Grãos de quartzo, bipiramidados (detritico? neoformação?).

(<sup>4</sup>) Idem.

figs. 1 e 3). Estas características morfoscópias são as mais frequentes nos materiais sujeitos a transporte fluvial e são, como vimos, também, as mais comuns nos arenitos cretácicos. Este facto é mais um elemento a favor da hipótese da contribuição do «Belasiano» nestas formações. A pequeníssima extensão que estes percorrem ao entrarem no novo ciclo explica a manutenção das características morfoscópias. Nos raros casos em que os grãos de quartzo se apresentam rolados e brilhantes é de crer que se trate de material retomado de sedimentos mesozóicos, marinhos, preexistentes.

A moscovite aparece, geralmente, associada aos materiais mais finos; é, quase sempre, rara. A biotite, observámo-la apenas em Monsanto, associada aos sedimentos arcóicos daquela região (Quadro XI).

O cortejo de minerais pesados, que pode considerar-se bastante uniforme, caracteriza-se, em especial, pela persistência da associação: granada-epídoto; além desta, há outra, idêntica à existente nos arenitos belasianos: turmalina, andalusite, estauroлите e zircão. Estão, ainda, representados, embora em percentagens menos significativas: diópsido, olivina, distena, rútilo, esfena, monazite e apatite (Quadro XII).

QUADRO XII

Amostra n.º	Turmalina	Andalusite	Estauroлите	Distena	Granada	Epídoto	Zircão	Rútilo	Apatite	Esfena	Monazite	Diópsido	Olivina
431-18	75	1	8		3	2	7	3			2		
417-9	11	10	4		46	6	17				4	1	1
417-10	25	6	3		40	8	16	2					
417-12	76	12	4		6		2						
417-13	21	7			52	11	8				1		
363-3	94	5					1						
339-7	74	24		1		1							
339-9	82	8	10										
340-1	70	15	7	1	3	1	3						
340-4	72	10	12		2	2	1			1			
328-15	3		21		56	19	1						
328-7	5	2	21	1	36	29	3		1			1	1
328-8	2	3	6		38	47	1					2	1
329-9	11		20		33	33				1		1	1
319-3	60	15	9	3	10	1	2						
309-3	20	30	28	1	16	1							
310-75	48	8	14	2	26			1					
310-71	41	13	34	2	9	1							
310-56A	56	12	14	4	10	1	1						2

Assim, além da contribuição dos sedimentos detríticos do Cretácico inferior, retomados no ciclo paleogénico, há certamente a contribuição do complexo eruptivo-filoniano (doleritos, teschenitos e basaltos) que, com frequência, atravessam os calcários mesozóicos. A monazite das formações de Benfica pode relacionar-se com o maciço de Sintra.

A associação de minerais pesados referida, pode caracterizar-se, à primeira vista, pela predominância de espécies de grande resistência física e química aos processos de alteração.

Se há elementos que fazem supor a contribuição das rochas do complexo eruptivo-filoniano básico aludido, deve tomar-se em consideração a quase ausência sistemática de minerais ferromagnesianos comuns nessas rochas, nomeadamente, piroxenas, anfífolas, olivina, etc.

A contribuição directa das rochas do soco cristalino antigo para os sedimentos paleogénicos é, de certo modo, disfarçada pela cedência dos mesmos minerais através

QUADRO XIII  
Estudo radiográfico da argila de Canoas (Paiã, Lisboa).

ATAPULGITE + QUARTZO		ATAPULGITE		QUARTZO	
Canoas (Paiã, Lisboa) (Complexo de Benfics)		A. S. T. M.-5-0099		N.º 93 de ASSUNÇÃO e GARRIDO (¹)	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
10,4	10	10,50	10		
6,42	4	6,44	6		
5,44	4	5,42	4		
4,48	6	4,49	8		
4,29	4			4,24	4
4,13	4	4,18	2		
3,98	1				
3,66	4	3,69	4		
3,50	1	3,50	2		
3,35	8			3,35	5
3,22	6	3,23	10		
3,10	4				
3,00	2	3,03	1		
2,839	1				
2,690	2				
2,615	3	2,61	8		
2,536	5	2,55	2		
		2,38	2	2,45	3
				2,285	3
2,222	1			2,236	2
2,171	1	2,15	4		
2,11	5			2,129	3
2,006	1			1,981	3
1,874	1				
1,817	3	1,82	1	1,811	4
1,722	1				
1,716	1				
1,675	3			1,667	3
1,650	1	1,62	1		
1,605	1				
1,566	1	1,56	2		
1,538	1			1,539	4
1,509	2	1,50	4		
1,493	1			1,447	2
1,429	1			1,412	1
1,379	2			1,376	4
1,335	1				
1,307	2				
1,277	1			1,284	2
1,255	2			1,253	3
1,232	1			1,225	1
				1,196	3
				1,188	3
				1,150	2
				1,078	
				1,044	2
				1,011	1
				0,916	2
				0,892	1

(¹) C. F. TORRE DE ASSUNÇÃO & J. GARRIDO — Tables pour la détermination des minéraux au moyen des rayons X. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. C. Lisboa*, N.ºs 20-21, 6.ª série. Lisboa, 1953.

do «Belasiano». Todavia, alguma deve ter sido essa contribuição, porquanto as formações arcóscicas de Monsanto ou de Cabos (ricas de elementos detríticos derivados directamente do soco) confirmam a influência directa do soco antigo, como uma das origens dos materiais sedimentados.

A composição mineralógica da fracção argilosa é, sem dúvida, a característica mais expressiva dos sedimentos em causa. De facto, a atapulgite pode considerar-se constante em todo o material analisado e, na maior parte dos casos, constitui o único mineral argiloso. Nos restantes, é a montmorilonite que lhe anda associada com mais frequência. Aparece, ainda, alguma ilite e rara caulinite.

A atapulgite é argila, exclusivamente, de neoformação em meio básico e, neste caso, seguramente lacustre. A frequente associação com a montmorilonite leva a supor que, pelo menos, parte desta última tem a mesma origem. A outra parte é, provavelmente, de origem detrítica, bem como a ilite e a raríssima caulinite, todas elas originárias de argilas de alteração ou de outros sedimentos preexistentes. Parte do que designamos por ilite pode corresponder, mesmo, à fracção mais fina da sericite ou da moscovite.

Pareceu-nos, efectivamente, que o estudo da fracção argilosa constitui a principal via de investigação a aplicar às formações paleogénicas. Assim, submetemos a respectiva fracção argilosa da amostragem colhida a análises por difractividade de Raios X, em agregados orientados (fig. 6), e térmica diferencial (fig. 10). Este método resolveu a maioria dos problemas de identificação dos componentes argilosos. Todavia, para alguns casos, recorremos ao estudo radiográfico pelo método Debye-Scherrer, cujos resultados foram comparados com outros considerados como padrões (Quadro XIII; Est. XV, fig. 4). A microfotografia obtida no microscópio electrónico (Est. XI e Est. XII, fig. 1) confirmou as determinações efectuadas.

Procedeu-se à análise química completa da atapulgite de Canoas (Paiã, Lisboa) e de Charruada (Casais de Igreja) (Quadro XIV) no intuito de caracterizar o melhor possível este mineral argiloso.

Finalmente, fez-se a análise dolomimétrica de alguns calcários provenientes de vários pontos da faixa paleogénica ocidental, tais como Paiã, Carregado, Alenquer, Alcanede e região de Tomar.

Amostra	% de Mg CO <sub>3</sub>
417-12	2
390-2	4
376-4	2
325-12	2,5
310-75A	2,5
310-56C	2
310-59C	2

O teor de carbonato de magnésio é, como se vê, bastante baixo, o que parece ser característica dos calcários mencionados.

Outra característica dos sedimentos paleogénicos é a presença, mais ou menos frequente, de concentrações dendríticas manganíferas, negras. Menos frequentes são os fenómenos de silicificação, particularmente visíveis nos calcários compactos. Microscópicamente, apresentam-se como núcleos chérticos disseminados na massa da rocha (Est. IX, figs. 3 e 4).

A atapulgite das formações em causa é certamente lacustre, gerada a partir de produtos resultantes de intensa meteorização das rochas, sujeitas a clima fortemente hidrolizante. A sua génese, bem como a dos carbonatos que lhe estão associados, exige ambiente químico de carácter básico. Estas condições verificam-se em depressões

mais ou menos fechadas, centros de convergência de drenagem, onde as soluções transportadas pelas águas se concentram constantemente.

A intensidade relativa dos factores morfológico e tectónico regula a composição mais ou menos detrítica dos sedimentos atapulgíticos. Nuns, a atapulgite aparece em rochas exclusivamente de precipitação química, como calcários, margas e argilitos de neoformação (acalmia tectónica e ausência de relevos próximos), noutros, em rochas francamente detríticas, às vezes de carácter torrencial, como arenitos e conglomerados (existência de relevos nas vizinhanças e instabilidade tectónica).

Os depósitos detríticos paleogénicos, que contêm aquela argila de neoformação, foram certamente originados por mantos mais ou menos torrenciais e, provavelmente, espasmódicos. Estes acarreios, depositados por perda de competência, ao chegarem a regiões não drenadas e, portanto, inundáveis, associar-se-iam às argilas, ali em elaboração, devido ao enriquecimento constante de materiais vindos em solução nas águas.

A série detrítica dos «grés de Monsanto», que reflecte o esquema acabado de expor, corresponde, provavelmente, a um período de instabilidade tectónica, contemporâneo do começo da deformação geral que viria a originar a bacia do Tejo e, talvez, de mais um impulso na surreição da orla mesozóica. Os calcários que se lhe sobrepõem,

## QUADRO XIV

Análise química das argilas de Canoas (Paia, Lisboa) e de Charruada (Casais de Igreja). Comparação com outras atapulgites.

	Canoas (Paia, Lisboa) 417-9	Charruada (Casais de Igreja) 309-4	Attapulugus USA (1)	Pernsk URSS (2)	Taodeni Argélia (3)
SiO <sub>2</sub>	54,10	60,82	55,03	52,18	54,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,69	11,63	10,24	18,32	13,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,29	2,11	3,53		2,10
FeO	0,40				
MgO	8,10	4,87	10,49	8,19	5,44
CaO	1,09	1,25		0,59	2,79
K <sub>2</sub> O	0,55	1,89	0,47		
Na <sub>2</sub> O	1,25	0,84			
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,42			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07				
MnO	0,03				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	7,04		9,73	12,04	8,65
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	11,96	16,32	10,13	8,46	12,63
Total	100,38	100,15	99,62	99,78	99,80

(1) BRADLEY, W. F. — Am. Mineral. 25, pag. 405, 1940.

(2) FERSMAN, A. — Mem. Acad. Sci. S. série, 32, pag. 223, 1913.

(3) FOSHAG, W. F. — Proc. U. S. Nat. Museum, 74, pag. 136, 1928.

e que parecem pertencer a um nível geral de norte a sul (Alfornelos, Carregado, Alenquer, Alcanede e Serra de Baixo), indicam um período de acalmia tectónica, propício à manutenção de fácies lacustre, com predomínio de sedimentação química, alimentada por materiais trazidos em dissolução nas águas. Esta acalmia torna-se mais evidente se se atender à proximidade de relevos importantes, ainda, em grande parte, atapetados pelos sedimentos pouco ou nada consolidados do Cretácico inferior.

Já em 1898, M. BLEICHER (1) que estudou petrográficamente algumas rochas sedi-

(1) M. BLEICHER — Contribution à l'étude lithologique, microscopique et chimique des roches sédimentaires secondaires et tertiaires du Portugal. *Comunicações da Direcção dos Trabalhos Geológicos de Portugal*. Vol. III, pp. 251-289. Lisboa, 1898.

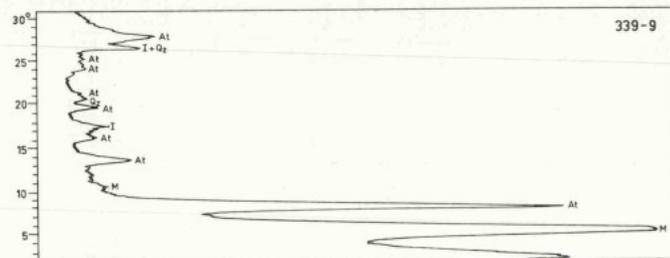
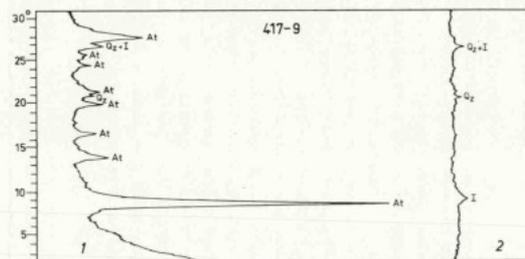
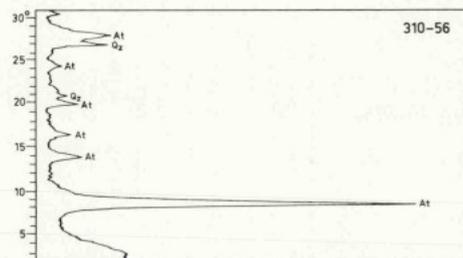
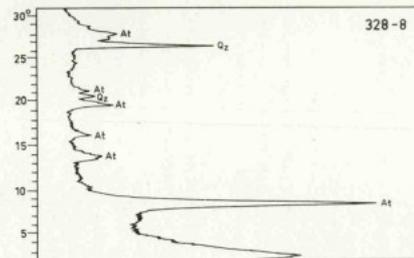
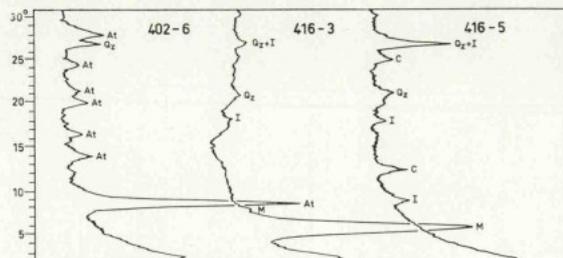


Fig. 6 — Difractogramas de raios X (radiação  $K/\alpha$  do cobre a 20 mA e 40 kV) das frações argilosas de depósitos paleogénicos da margem direita da bacia do Tejo: 402-6 — Almargem do Bispo; 416-3 — Colares; 416-5 — Ribeira de Sintra; 328-8 — Monsanto (Alcanena); 310-56 — Serra de Baixo (Tomar); 417-9 — Paifá (Lisboa); 339-9 — Cabos (Rio Maior).

At — atapulgite; C — caulinite; I — illite;  
M — montmorilonite; Qz — quartzo.

mentares portuguesas, entre as quais calcários de Almagem do Bispo e de Alcanede, concluiu que os «calcários oligocénicos» pareciam corresponder a sedimentação terrestre ou lacustre em bacias não muito extensas e na vizinhança de relevos. Este estudo do distinto professor de Nancy é o primeiro no seu género realizado sobre materiais portugueses e as conclusões, que permitiu tirar, não se afastam do esquema paleogeográfico que admitimos.

As condições propícias à sedimentação detrítica repetem-se após este período, o que pode significar o recomeço de movimentos que, soerguendo a orla ou acentuando a subsidência da bacia, reactivaram os processos de erosão mecânica.

Dois problemas que parecem capitais são: qual a origem dos materiais que, transportados em dissolução, são responsáveis pelos minerais de neoformação; qual o destino da caulinite, tão abundante nos sedimentos mesozóicos e cuja existência se não conhece, praticamente, nos depósitos com atapulgite.

A proximidade do maciço mesozóico é condição suficiente para justificar a presença de calcários, o que não exclue a comparticipação de soluções iónicas derivadas de rochas do soco antigo, pois que a sedimentação carbonatada é conhecida em toda a periferia da bacia terciária do Tejo. Nas silicificações tanto podem influir os arenitos essencialmente siliciosos do Cretácico inferior, como o soco antigo referido. Por último, os componentes iónicos, necessários à génese de argilas como as montmorilonites e as atapulgites, não é razoável procurá-los na mesma fonte que forneceu a maioria dos elementos detríticos, isto é, nos arenitos belasianos; de facto, estes são particularmente pobres de silicatos hidrolisáveis, como testemunha a fácies siderolítica que os caracteriza. O principal fornecedor dos componentes iónicos referidos só pode ter sido o soco antigo. De facto, só ele pode ter contribuído, sob as condições morfoclimáticas aludidas, com as soluções alcalinas necessárias a tão grandes quantidades daquelas argilas de neoformação. Se é possível pôr em evidência a comparticipação do soco antigo nos materiais detríticos de alguns depósitos paleogénicos — arenitos arcósicos de Paiã (Lisboa) e de Monsanto (Alcanena), por exemplo —, com mais razão lhe poderemos atribuir a origem dos produtos em solução.

Mais longe da área em causa existem depósitos grosseiros, de aspecto torrencial, na margem do maciço antigo, caracterizados pelo mesmo tipo de argilas; assim acontece na região de Penhascoso, para não citar muitas outras mais longínquas. Deste modo, do maciço antigo, chegavam, também, às zonas que hoje formam o bordo ocidental da bacia, águas carregadas de sais; os elementos detríticos ficavam retidos pelo caminho, mais perto da origem, primeiro os mais grosseiros, depois os mais finos.

Quanto ao destino da caulinite, mineral considerado essencial nos arenitos cretácicos (rochas cuja comparticipação nos sedimentos paleogénicos, em certos locais, admitimos como um facto) pensamos o seguinte: ao fornecer considerável massa detrítica o Cretácico inferior enviou, também, toda a fracção argilosa correspondente. Ora acontece que a caulinite não está presente nos sedimentos paleogénicos, a ponto de a ausência desta argila ser tão característica destes depósitos como a constância de atapulgite.

Se considerarmos que durante a sedimentação da série atapulgítica não houve comunicação para o mar e se a caulinite não está presente (mesmo nos locais onde, dinamicamente, poderia decantar argila detrítica, por mais fina que fosse), parece-nos só haver uma hipótese de explicação: a transformação da caulinite em argilas mais complexas, mais ricas de bases, como o são as montmorilonites e atapulgites, em ambiente sub-aquático, particularmente rico daqueles produtos químicos.

Assim estas duas argilas seriam, por um lado, originadas a partir de iões livres existentes nas águas e, também, pela transformação da caulinite, no mesmo ambiente, como parece dever concluir-se.

A montmorilonite, pelo facto de ser mais estável, pode, em parte, ter sido herdada, directamente, por via detrítica.

Quanto à idade da formação de Benfica e da estreita faixa que se prolonga para NNE, até Tomar, preferimos, de momento, considerá-las, numa cronologia mais lata, apenas como paleogénicas, por julgarmos inconsistentes os argumentos susceptíveis de datagem mais precisa, como é o caso da frequente atribuição destas ao Oligocénico. Não há nesta série, praticamente, quaisquer elementos paleontológicos que permitam tal precisão cronológica. Os raros fósseis que aí se encontraram não têm o significado estratigráfico que às vezes se lhes atribui.

Outros sedimentos que, pelas características evidenciadas, só podem ser comparáveis aos incluídos no Paleogénico, são os de Bemposta, na região de Tomar. Cerca de 1 km a NE de Marianaia, existem calcários margosos esbranquiçados. Estes calcários passam, superiormente, a argilas com concreções calcárias, a que se sobrepoem argilas acastanhadas claras, como as que se exploram no barreiro de Bemposta (equivalente lateral do Miocénico lacustre). De facto, esta série superior, essencialmente calcária a oeste, nas proximidades da orla mesozóica, torna-se margosa e finalmente argilosa a leste, junto aos gnaisses do soco antigo.

Desta região, estudámos duas amostras:

320-4 — 500 m a N do V. G. de Bemposta — Calcário margoso esbranquiçado  
320-11 — 20 m a W da anterior — Calcário branco

*Composição fundamental:*

	Fr. arenosa	Fr. silto-argilosa	Fr. carbonatada
320-4 . . . . .	0,3 %	27,7 %	72,0 %
320-11 . . . . .	0,2 %	8,6 %	91,2 %

Em ambas as amostras a percentagem de feldspato é de cerca de 10 %, tomada em relação ao total quartzo-feldspato. Os grãos de quartzo apresentam indícios de eolização (tipo RM), seguida de acção aquática. É provável que estes grãos provenham dos depósitos recianos existentes nas proximidades. As duas amostras contêm moscovite, embora rara, e em uma delas (320-11) observámos turmalina e pouca andalusite.

A fracção argilosa é, exclusivamente, constituída por atapulgite.

O teor de carbonato de magnésio do calcário mais compacto (320-11) é de 29 %, valor que consideramos alto, em comparação com o que se passa na faixa paleogénica marginal do maciço calcário mesozóico.

Não custa admitir que os calcários de Bemposta sejam equivalentes dos calcários paleogénicos da orla; estes, uma vez mergulhados para oeste e recobertos pelas formações mais recentes (Miocénico), devem prolongar-se sub-horizontalmente, em profundidade, na mesma direcção. Estas camadas podem aflorar em locais onde incisões mais profundas da erosão os tenham atingido, após ablação dos terrenos suprajacentes.

Perto de Torres Novas, no fundo da Ribeira do Alvorão, 400 m a NNW da confluência com o Almonda, existe importante bancada sub-horizontal de calcários compactos brancos. Sobre estes repousam sucessivamente argilas, areias grosseiras com um nível conglomerático na base, novamente argilas e areias e, é só no topo, ao nível do planalto, que ganham desenvolvimento os calcários lacustres miocénicos.

Algumas características sedimentológicas destes calcários cuja amostra estudada designamos por 329-1, são as seguintes:

Composição fundamental:

— fracção arenosa . . . . .	0,1 %
— fracção silto-argilosa . . . . .	7,6 %
— fracção carbonatada . . . . .	92,3 %

Trata-se portanto, de um calcário compacto muito pouco argiloso.

Microscópicamente, corresponde a um calcário afanítico, atravessado por veios de calcite secundária com raros detritos quartzíticos muito pequenos e angulosos.

A fracção detrítica, pela sua escassez, não permitiu qualquer observação, pelo que nos limitámos a investigar o tipo de minerais argilosos contidos no calcário. A análise por difractometria de Raios X revela a presença de ilite e de atapulgite, sensivelmente em partes iguais.

Finalmente, o teor de carbonato de magnésio revelou-se bastante elevado, cerca de 40 %.

Estes calcários poderão estar nas mesmas condições, sugeridas atrás, em relação aos de Bemposta. Todavia, não consideramos impossível a existência, fora da série paleogénica, de pequenas ocorrências atapulgíticas ligadas a episódios, muito localizados, de sedimentação química básica.

A cartografia de pormenor destas regiões, ainda por fazer, virá certamente esclarecer o que, aqui, nos limitamos a sugerir como problema.

### 3 — Os depósitos de fácies paleogénica de Colares e de Almargem do Bispo

A norte do maciço eruptivo de Sintra estas formações constituem dois afloramentos principais: um, situado aproximadamente, entre Sintra e a praia das Mações, outro entre a mesma vila e Almargem do Bispo.

Ambos são constituídos por calcários de aspecto lacustre, margas, arenitos mais ou menos consolidados e conglomerados.

Os conglomerados contêm elementos de vária natureza como basalto, rochas eruptivas do maciço de Sintra e rochas sedimentares como calcários, arenitos, sílex, xistos do Ramalhão, etc., provenientes das formações jurássicas e cretácicas da região. Pelo aspecto destas rochas, CHOFFAT não teve dúvidas em paralelizá-las com o Complexo de Benfica. Estas formações estão, geográficamente, fora do tema regional que nos propusemos abordar; não quisemos, todavia, deixar de lhe dedicar alguma atenção, em virtude da grande semelhança que apresentam com o referido complexo.

Visto que o comportamento da fracção argilosa é, sem dúvida, a característica mais expressiva das formações estudadas neste capítulo, limitámo-nos a proceder ao estudo roentgenométrico daquela fracção proveniente de algumas amostras colhidas nos afloramentos citados (Quadro XV).

Como se pode observar, relativamente à composição argilosa (fig. 6) separam-se três tipos de sedimentos:

- 1 — atapulgíticos — região de Almargem do Bispo;
- 2 — montmoriloníticos — sopé da vertente norte da serra de Sintra;
- 3 — ilito-cauliníticos, pouco evolucionados — vertente norte da mesma serra.

Aceitando o valor stratigráfico que a atapulgite parece, na realidade, possuir, é muito provável que, pelo menos, parte destes depósitos seja contemporânea da formação de Benfica.

As formações atapulgíticas de Almargem do Bispo evidenciam, à altura do depósito, uma zona deprimida fechada. Para esta depressão convergiam, quer os materiais detríticos vindos dos relevos vizinhos, quer os produtos em solução que aí se concentraram. Desta dualidade de origens resulta o carácter simultaneamente detrítico e químico da sedimentação. A semelhança dos demais depósitos considerados paleogénicos, também estes pressupõem condições climáticas de tipo quente e húmido.

Os sedimentos montmoriloníticos de Colares, actualmente no sopé da serra, ou são contemporâneos dos de Almargem do Bispo ou correspondem a sedimentos estratigráficamente mais modernos. No primeiro caso, representam o equivalente lateral daquelas formações (periférico em relação à depressão) com características de depósito de sopé, mais drenado.

QUADRO XV

Amostra n.º	Localização	Classificação de campo	Composição argilosa (%)			
			Caulinite	Ilite	Montmorilonite	Atapulgitite
402-5	1000 m a N de Almargem do Bispo	arenito de grão grosseiro a médio, margoso, rosado				100
402-6	idem, camada inferior	calcário compacto				100
416-3	Quinta do Vinagre (Colares)	conglomerado brechóide, com cimento calcário		vest.	100	
416-4	Quinta de Santo António (Galamares)	conglomerado brechóide, com cimento calcário	vest.	vest.	100	
416-5	500 m a E de Ribeira de Sintra	conglomerado margoso, rosado	50	50		
416-6	1000 m a E de Galamares	conglomerado margoso, alaranjado	50	50		

Os picos da caulinite e da ilite relativos às duas últimas amostras são muito pouco salientes. Os respectivos minerais podem não estar ainda bem cristalizados e serem em pequena quantidade, em relação aos colóides amorfos.

Na primeira hipótese, é necessário considerar modificação posterior do relevo, soerguendo a região de Almargem, posto que esta se encontra hoje a uma altitude muito mais elevada do que a de Colares. Na segunda, os sedimentos de Colares seriam mais modernos e constituiriam depósitos em relação com nova região deprimida, no sopé norte da serra, sob condições climáticas diferentes. A substituição da atapulgite pela montmorilonite indica mais moderação nos processos de meteorização.

Os depósitos conglomeráticos ilito-cauliníticos da região de Sintra são mais comparáveis a depósitos de vertente. A presença de caulinite nos materiais de vertente não é, de modo nenhum, incompatível com a sedimentação atapulgítica correlativa, nas depressões.

Limitamo-nos a deixar o problema neste pé, sem que haja elementos que permitam optar por uma ou outra das hipóteses apresentadas.

#### 4 — Os «grés avermelhados de Carvalhais»

A nordeste de Rio Maior existe, intercalada entre calcários turonianos e o «complexo de Cabos» (Paleogénico), estreita formação greso-argilosa avermelhada, com calhaus, que G. ZBYSZEWSKI e MOTTINHO DE ALMEIDA atribuem ao Eocénico (?). A formação termina, bruscamente, a sudoeste, de encontro à falha do Cidral. Na região de Alenquer existe formação semelhante, na base do «Complexo de Cheganças», que poderia também corresponder, segundo ZBYSZEWSKI, ao Eocénico.

Realizámos breve estudo sedimentológico destes arenitos e os resultados obtidos são os seguintes:

*Composição fundamental*

Fracção arenosa . . . . .	87,2 %
Fracção silto-argilosa . . . . .	12,8 %

Os grãos de quartzo são sub-rolados, geralmente pouco brilhantes e às vezes de aspecto cariado. O feldspato, só observável nas fracções mais finas (inferiores a 0,5 mm), não ultrapassa 2 a 3 % da fracção arenosa. Nos minerais pesados, apenas estão presentes os de grande resistência à meteorização, como turmalina, andalusite e zircão. É, sobretudo, na composição da fracção argilosa que estas formações diferem, substancialmente, dos sedimentos atapulgíticos antes tratados. De facto, aqui, a caulinite é o mineral predominante, acompanhada de pequena percentagem de illite.

Finalmente, os elementos das cascalheiras associadas a estes «grés» apresentam índices de rolamento bastante baixos (0,02 a 0,10, cuja mediana é 0,05). A composição petrográfica das cascalheiras é essencialmente de quartzo filoniano, com elementos raros de quartzito e de metalidito.

Em conclusão, os «grés avermelhados de Carvalhais» são, de facto, uma formação distinta, que deve ser mantida separada do Complexo de Cabos. Quanto à idade destes depósitos, não há, por ora, elementos suficientes para a definir. Podem, inclusivamente, ser cretácicos.

II

**MIOCÉNICO**

Na área considerada, os terrenos miocénicos ocupam, sem dúvida, a maior extensão. Predominam os depósitos de carácter continental, os quais revelam acentuadas variações laterais e verticais de fácies. Os sedimentos marinhos estão, particularmente, bem representados na região de Lisboa. Interstratificados nestes, encontram-se depósitos correspondentes a pequenos episódios de sedimentação continental.

**A — COMPLEXO DETRÍTICO**

No Miocénico inferior o mar, transgressivo, talvez ajudado por subsidência da parte hoje vestibular da bacia do Tejo, invade o continente e, desse facto, se conhecem testemunhos no interior da bacia, até então lacustre. Estão, por exemplo, nestas condições os depósitos marinhos de Vale do Cortiço, perto de Almeirim (Burdigaliano inferior), e as camadas flúvio-marinhas com ostreídeos de Vila Nova da Rainha e de Alcanhões (Santarém), mais modernas. Concomitantemente com a subsidência, novo impulso de levantamento se regista no maciço calcário, de que resulta a deformação dos estratos paleogénicos nos bordos da bacia. De facto, se há concordância entre as formações de Benfica e as camadas miocénicas na região de Lisboa, existe discordância angular na parte setentrional da orla ocidental da bacia, onde o Miocénico, sub-horizontal, morre em cunha sobre o Paleogénico, fortemente inclinado para o interior da depressão.

Uma vez aberta a comunicação com o mar, cessam as condições para a sedimentação química de carácter básico, do período anterior. De facto, a partir desta época predomina a sedimentação detrítica. Esta característica mantém-se até que condições morfoclimáticas, a analisar mais adiante, vêm novamente modificar a fácies da sedimentação. Pormenoriza e esclarece esta pequena síntese introdutória o estudo sedimentológico que se apresentará oportunamente.

Recobrando, em discordância angular, os depósitos paleogénicos, encontra-se em quase toda a orla ocidental da bacia terciária uma série detrítica, argilosa, às vezes levemente margosa, que antecede a deposição dos calcários lacustres atribuídos ao Miocénico superior.

Sob a rubrica de Miocénico detrítico, incluem-se dois conjuntos sedimentares com características sedimentológicas distintas. Um, localizado mais a oeste — *Miocénico detrítico de fácies pseudo-siderolítica* — passa lateral e superiormente, para leste, ao outro — *Miocénico detrítico de carácter arcósico*. A parte superior do primeiro conjunto é talvez equivalente lateral, apenas, da parte inferior do segundo; tem-lhe sido atribuída idade compreendida entre o Burdigaliano e o Helveciano.

A sedimentação arcósica vinda de leste continua a processar-se e a progredir para oeste, cobrindo, sucessivamente, as camadas mais antigas da periferia ocidental da bacia terciária. Estas formações, correspondentes à parte superior do Miocénico detrítico de carácter arcósico, representam o conjunto que ZEYSZEWSKI reuniu sob a designação geral de Sarmato-pontiano. Aceite esta cronologia, nela se incluem, como se verá, formações detríticas da região de Santarém, consideradas até aqui como pliocénicas.

#### a — MIOCÉNICO - DETRÍTICO DE FÁCIES PSEUDO-SIDEROLÍTICA

(Arenitos essencialmente quartzosos, de cimento caulínico, e cascalheiras quartzo-quartzíticas)

### 1 — Descrição geológica

Este complexo detrítico encontra-se, exclusivamente, na parte oeste da bacia do Tejo; margina o Paleogénico e corresponde a parte do que é convencional designar por complexos detríticos de Ota e Carmanal, de Alcoentre, etc. (1). Trata-se de arenitos de granularidade média a grosseira, argilosos, às vezes margosos no contacto, de tonalidade avermelhada; contêm abundantes intercalações de cascalheiras, essencialmente quartzo-quartzíticas.

O dito complexo prolonga-se para norte, por Rio Maior (2) («série gresosa inferior»), quer encostado directamente ao maciço mesozóico, quer sucedendo, em concordância, ao Paleogénico, a norte da falha do Cidral. Nesta região adquire maior largura, atingindo Outeiro da Cortiçada e Tremês. Mais para norte, continua-se por uma faixa mais estreita, marginando geralmente os afloramentos paleogénicos, a oeste, com os quais parece ser ora concordante ora discordante. A leste, desaparece sob extensas bancadas de calcário lacustre do Miocénico, que dominam a planura da região. Reconhece-se, por exemplo, perto de Alcanede, sob os calcários que suportam esta vila; de Moitas-Vendas a Almonda, onde se oculta sob os citados calcários; reaparece nas cercanias de Pedrógão, prolonga-se para NNE, por Alqueidão, Pafarrão, até cerca de Assentiz.

As mesmas formações são observáveis, ainda, entre Carregueira e Serra de Baixo, na região de Tomar, a leste da estação de caminho de ferro de Fátima (Chão de Maças). Nesta região elas contactam, por falha, com o Jurássico médio, a oeste; a norte, recobrem, em discordância angular e em cunha, parte do Paleogénico, deformado; a leste e a sul passam, sub-horizontalmente, sob os calcários lacustres miocénicos. No

(1) Vide notícias explicativas das cartas geológicas, na escala de 1/50 000, de Alenquer, Bombarral e Caldas da Rainha.

(2) Um testemunho de sondagem, colhido a 275 m de profundidade, na região da Mina do Espadanal, imediatamente sob as areias brancas, pliocénicas, revela, aí, a presença do complexo detrítico miocénico em causa.

centro desta mancha, constituindo pontos elevados, existem pequenos relevos residuais coroados por depósitos brechóides, consolidados, e calcários lacustres miocénicos.

A sul de Carregueira, em Fungalvaz, encontra-se outro pequeno retalho destas formações, em contacto anormal sobre estreita franja de Cretácico que, neste local, margina os relevos calcários do Jurássico médio. Para sul e para leste sobrepõem-se-lhe os calcários lacustres referidos.

Também aqui, na região de Tomar, o «Miocénico» detrítico é constituído por arenitos de granularidade média e grosseira, margosos, no contacto com os relevos calcários, e argilosos, para leste; contém abundantes intercalações de cascalheiras, essencialmente quartzo-quartzíticas.

## 2 — Estudo sedimentológico

De seguida, sintetizamos os resultados do estudo sedimentológico dos materiais colhidos ao longo destas formações, cuja localização, classificação sumária e composição fundamental figuram no Quadro XVI.

As percentagens dos componentes fundamentais evidenciam o carácter predominantemente detrítico destes sedimentos e revelam a presença de fracção carbonatada apenas nos materiais em contacto com o maciço calcário.

Repetindo as considerações feitas quando se referiram, atrás, os arenitos cretácicos, pode dizer-se, em função dos resultados expressos no Quadro XVII, que aqueles depósitos detríticos são, de modo geral, mais grosseiros e mais mal calibrados do que os belasianos. A assimetria das curvas revela o predomínio de condições favoráveis à sedimentação por perda de competência durante o transporte e, às vezes, com evolução regressiva por levigação. Nos raros casos em que a assimetria é negativa, a deposição fez-se, com predomínio da decantação, em locais de águas pouco agitadas.

Consideramos as formações do «Miocénico» detrítico alimentadas por materiais vindos dos arenitos belasianos, com provável contribuição dos do Paleogénico, que também receberam destes, em ciclo anterior, parte considerável.

Não deve estranhar-se o facto de distribuições granulométricas de baixa mediana e pequena dispersão originarem outras com parâmetros da natureza dos expressos no Quadro XVII. As areias belasianas possuem elementos com os calibres necessários para, em novas e diferentes condições de triagem, se reagruparem em distribuições diferentes (neste caso, ligeiramente mais grosseiras e mal calibradas). É o que acontece junto aos relevos mesozóicos. Os materiais mais finos e, inclusivamente, a maior parte da fracção argilosa, prosseguem para o centro da bacia e para juzante. Estão nestas condições as formações detríticas finas e argilosas do Miocénico de Santarém e de Lisboa, mais ou menos acrescidas com materiais vindos do soco antigo.

A mais ampla comparticipação do Belasiano na acumulação detrítica destes depósitos deduz-se, essencialmente, dos elementos fornecidos pelo estudo mineralógico destas areias e dos relativos à composição da fracção argilosa. É necessário, porém, para apoio do raciocínio apresentado, expôr algumas considerações sobre regiões exteriores à referida neste capítulo.

Assim, por exemplo, nas regiões de Sardeal, Penhascoso, Sarzedas e, de modo geral, Castelo Branco, Ponte de Sor, Galveias, Vendas Novas, etc., a série detrítica que sucede aos depósitos atapulgíticos é sempre arcósica, conservando fresca e reconhecível a herança do soco antigo. Por outro lado, o cortejo argiloso é composto, em geral, por montmorilonite, ilite e escassa caulinite, certamente derivadas da arenização das rochas do substracto.

Esta composição pressupõe condições climáticas susceptíveis de produzir alteração moderada das rochas do soco, do tipo designado por arenização. Tais condições não

QUADRO XVI

Amostra n.º	Localização	Classificação de campo	Fracção arenosa	Fracção silto argilosa	Fracção carbonatada
376-1	100 m a S de Reloijada (Ota)	arenito de grão médio, argiloso, avermelhado	66,4	33,6	
376-1a	idem	calhaus da cam. referente à amostra 376-1			
363-1	Quinta de Santa Marta (Abrigada)	arenito de grão grosseiro, argiloso, castanho-avermelhado	94,2	5,8	
363-2	Quinta da Cruz (S. Salvador)	arenito de grão fino, argiloso, amarelado	66,2	33,8	
351-1	200 m a W de Casal do Espalha (Alcoentre)	arenito de grão médio, argiloso, amarelado	90,2	9,8	
351-1a	idem	calhaus da cam. referente à amostra 351-1			
351-3	Casal das Lebres (Asseiceira)	arenito de grão grosseiro, argiloso, avermelhado	76,3	23,7	
351-3a	idem	calhaus da cam. referente à amostra 353-3			
340-2	250 m a N de Aldeia da Ribeira (Tremês)	arenito de grão médio, argiloso, vermelho	68,6	31,4	
339-20	Espadanal (Rio Maior); sondagem (— 275 m)	arenito de grão médio, argiloso, amarelado	72,8	29,2	
329-4	1600 m a W de Alcanena	arenito de grão médio, argiloso, vermelho	61,2	38,8	
329-5	1000 m a W de Alcanena	arenito de grão médio, margoso, amarelado	45,1	20,9	34,0
329-6	800 m a ESE de Moitas de Baixo	arenito de grão grosseiro, argiloso, avermelhado	79,6	20,4	
329-7	idem	arenito de grão médio, margoso, avermelhado	41,7	27,9	31,4
319-2	250 m a WSW de Moitas de Baixo	arenito de grão grosseiro, argiloso, castanho-alaranjado	70,3	29,7	
310-62	850 m a SW do V. G. Outeiro Rachado (Tomar)	arenito de grão grosseiro a médio, argiloso, amarelado	70,8	29,2	
310-64	400 m a N 15° E do V. G. Carregueira (Tomar)	arenito de grão grosseiro, muito argiloso, vermelho	51,7	48,3	
310-67a	200 m a ESE do V. G. Carregueira (Tomar)	arenito de grão grosseiro, muito argiloso, vermelho	55,3	44,7	
310-68	350 m a SSW do V. G. Carregueira (Tomar)	arenito de grão médio, argiloso, vermelho	74,7	25,3	
310-72	650 m a S de Serra de Baixo (Tomar)	arenito de grão grosseiro, argiloso, avermelhado	80,8	19,2	
310-88	750 m a N de Fungalvaz	arenito de grão grosseiro, argiloso, avermelhado	94,9	4,4	0,7
310-89	idem	arenito de grão grosseiro, margoso, arroxeadado	83,8	12,9	3,3
310-92	50 m a E do moinho de Fungalvaz	arenito de grão grosseiro, argiloso, avermelhado	84,8	15,2	

QUADRO XVII

Amostra	Md $\phi$	Md (mm)	QD $\phi$	So	SKq $\phi$
376-1	1,5	0,35	1,1	2,1	0,0
363-1	— 1,1	2,2	1,2	2,3	0,3
363-2	2,3	0,2	1,0	2,0	0,0
351-1	0,9	0,54	0,75	1,7	0,0
351-3	— 0,4	1,3	0,9	1,85	0,0
340-2	0,8	0,58	1,15	2,2	0,1
329-4	0,3	0,8	1,4	2,6	0,0
329-6	0,6	0,68	1,9	3,7	0,0
319-2	— 0,9	1,8	1,7	3,2	0,3
310-62	0,6	0,68	1,65	3,1	— 0,15
310-64	1,2	0,44	1,25	2,35	— 0,25
310-67a	1,3	0,40	1,2	2,3	0,0
310-68	0,4	0,76	1,0	2,0	0,0
310-72	0,4	0,76	1,25	2,35	0,25
310-88	— 0,7	1,60	0,6	1,5	0,1

QUADRO XVIII

Amostra n.º	Quartzo %	Feldspato %	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Concreções ferruginosas	Composição argilosa (%)			
			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm			Caulinite	Ilite	Montmorillonite	
376-1	98	2	SR-PB	SA-PB	SA e A	rara	Lidito	rara	80	20	
363-1	100	vest.	SR-PB	SA-PB	A		Lidito		80	20	vest.
363-2	97	3	SR-PB	SA-PB	SA e A	alg.			75	25	
351-1	100	vest.	SR-PB	SA-PB	SA e A		Lidito		80	20	vest.
351-3	98	2	SR-PB	SA-PB	A		Lidito	alg.	85	15	
340-2	98	2	SR-PB	SA-PB	A				80	20	
339-20	90	10	SR-PB	SR-PB	SA e A				40	60	vest.
329-4	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A				90	10	
329-5	90	10	SR-PB	SA-PB	SA e A				95	5	
329-6	100		SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.			70	30	
329-7	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A				80	20	vest.
319-2	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A				100	vest.	
310-62	98	2	SR-PB	SA-PB	SA e A				90	10	
310-64	100		SR-PB	SR-PB	SA				70	30	vest.
310-67a	100		SR-PB	SR-PB	SA				100		
310-68	100		SR-PB	SA-PB	SA e A				90	10	
310-72	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A				90	10	
310-88	100		R-PB	R e SR-PB	SR e SA				100		
310-89	100		SR-PB	SR-PB	SA e A				100		
310-92	100		SR-PB	SR-PB	SA e A				80	20	

atingiram o grau de intensidade (de calor e humidade) sugerido pela composição argilosa dos sedimentos detriticos, de aparência siderolítica, localizados na orla dos maciços mesozóicos. De facto, as características mineralógicas dos depósitos estudados neste capítulo (Quadro XVIII) diferem muito pouco das correspondentes do Belasiano.

Entre as areias dos dois sedimentos há tais analogias que uma análise menos profunda e vasta conduz a atribuir ao Miocénico características siderolíticas, que ele possui, aparentemente, por derivar de um siderolítico real como é o Cretácio inferior. Por outro lado, na mesma ordem de ideias, ser-nos-ia difícil de correlacionar as mesmas formações com as séries arcóicas, contemporâneas, do interior da bacia do Tejo.

Analisando o mesmo quadro conclui-se pela grande pobreza de feldspato, ausência sistemática de minerais ferromagnesianos, como a biotite, em consequência do que o quartzo assume, geralmente, a posição de componente detrítico predominante. A quase ausência de moscovite deve-se, certamente, ao carácter grosseiro dos sedimentos analisados; esta mica existe, sem dúvida, mas está concentrada em zonas de sedimentação mais fina e argilosa, constituindo lenticulas no seio dos arenitos. Quanto ao aspecto morfológico, os grãos de quartzo apresentam-se, geralmente, sub-rolados e sub-angulosos e pouco brilhantes (Est. XVI, fig. 4), características próprias dos sedimentos fluviais. Muitos grãos apresentam aspecto cariado, semelhante ao produzido pela corrosão pedológica típica de regiões quentes e húmidas.

A fracção argilosa é essencialmente constituída por caulinite, acompanhada de escassa illite (na qual se inclui a fracção mais fina das moscovites, sericites e outros minerais micáceos, caracterizados por possuírem equidistância basal de cerca de 10 Å). A montmorilonite só muito raramente está representada; é apenas vestigial.

Mais uma vez se verifica a grande semelhança destas formações com as do Belasiano. O cortejo de minerais pesados conduz à mesma conclusão. Com efeito, a persistência da associação turmalina-andalusite-estauroilite é, em ambas as formações, a nota fundamental (Quadro XIX).

QUADRO XIX

Amostra n.º	Turmalina	Andalusite	Estauroilite	Distena	Zircão	Granada	Epidoto	Rútilo
376-1	86	4	8		2			
363-1	87	3	10					
363-2	90		6		4			
351-1	91	1	7	1				
340-2	78	9	12	1				
329-4	86	8	6					
329-7	73	6	14			5	2	
319-2	77	18	4					1
310-62	86	8	4		1			1
310-67a	95	2	1		1			2
310-68	96	4						
310-92	89	7	2		1	1		

Nas regiões de Ota e de Asseiceira, as cascalheiras intercaladas em arenitos miocénicos apresentam as seguintes características, expressas nos Quadros XX e XXI.

QUADRO XX

Amostra n.º	Composição petrográfica (%)						
	Quartzo	Quartzito	Metalidito	Sílex	Arenito ferruginoso	Calcário	Grés do Buçaco
351-1a	60	25	13	2			
351-3a	40	30	8	10	2		
376-1a	64	12	12	2	1	3	2

Os calhaus de quartzito patenteiam rolamento, em geral, avançado. Porém, os valores numéricos indicadores de baixo rolamento, que às vezes apresentam, correspondem a calhaus rolados em ciclo anterior, retomados e fracturados. Com os calhaus de quartzo e de metalidito ( $\frac{2r_1}{L}$  compreendido entre 0,05 e 0,08) passa-se o mesmo, além

de que existem elementos sub-angulosos de origem. Os fragmentos de sílex conservam carácter anguloso ( $\frac{2r_1}{L}$  sempre inferior a 0,04).

Em suma, os depósitos conglomeráticos foram formados à custa de materiais, na maioria, oriundos das rochas da orla mesozóica, com substancial comparticipação dos sedimentos belasianos (quartzo, quartzito, metaliditos e arenitos ferruginosos). Os elementos de sílex provenientes da mesma orla devem o aspecto francamente anguloso,

QUADRO XXI

Natureza dos detritos	Amostra n.º	Achatamento ( $\frac{L+1}{2E}$ )			Desgaste ( $\frac{2r_1}{L}$ )		
		Min.	Med.	Máx.	Min.	Med.	Máx.
Quartzo	351-1a	1,2	1,6	4,1	0,02	0,05	0,21
	351-3a	1,2	1,7	2,4	0,03	0,11	0,21
	376-1a	1,2	1,7	3,0	0,01	0,03	0,27
Quartzito	351-1a	1,2	1,6	3,2	0,02	0,07	0,23
	351-3a	1,2	1,8	2,8	0,02	0,11	0,27
	376-1a	1,3	1,9	2,1	0,01	0,09	0,22

por um lado, ao pequeno transporte que sofreram e, por outro, à grande dureza desta rocha. Os detritos de calcário mesozóico são raros e apresentam-se bem rolados; a fraca representação que têm como componentes das cascalheiras miocénicas, deve-se, talvez, à pouca dureza e elevada solubilidade desta rocha. Além disso, é natural que a erosão não tivesse, ainda, nesta altura, destruído todo o revestimento cretácico e, portanto, começou a actuar profundamente sobre a ossatura calcária, jurássica, dos maciços.

#### b — MIOCÉNICO DETRÍTICO DE CARÁCTER ARCÓSICO

##### 1 — O problema do chamado «Pliocénico de Santarém»

Antes de mais, é conveniente expor algumas observações acerca do chamado «Pliocénico de Santarém» que, como se sabe, tem sido considerado dividido em dois conjuntos. O conjunto superior, ou «Calcário de Santarém», de cujo estudo nos ocuparemos no capítulo seguinte, consagrado aos calcários lacustres, e o conjunto inferior, «grés e argilas com vegetais de Nossa Senhora da Saúde e de Vale de Santarém». Este último será, parcialmente, tratado neste capítulo, com excepção das formações que, de acordo com os autores anteriores, continuamos a considerar pliocénicas, isto é, das areias e argilas de Vale de Santarém, Portela das Padeiras, Quinta do Anjo, etc.

Como foi referido na introdução, quando nos propusemos estudar os sedimentos da bacia do Tejo, estabelecemos, como ponto de partida, definir sedimentologicamente as formações da margem direita, dado que estas se encontram escalonadas num certo esquema estratigráfico que, em princípio, aceitámos.

Acontece que o resultado de certo número de análises, executadas como primeira sondagem, permitiu estabelecer paralelismo entre os vários níveis estratigráficos e as respectivas características sedimentológicas. Se certas discrepâncias aparentes puderam ser explicadas (como é o caso do carácter pseudo-siderolítico do Complexo de Ota e Camarnal), o mesmo não aconteceu, porém, em relação aos materiais detriticos de Santarém, considerados pliocénicos.

Este facto, acrescido da grande analogia existente entre os calcários de Santarém e os calcários miocénicos do Cartaxo e de Almoester, por exemplo, despertou, desde logo, a nossa atenção para o problema do chamado «Pliocénico de Santarém». Este remonta

aos tempos de ROMAN e TORRES [1907], de que nos ocupámos na análise crítica da bibliografia geológica, com que iniciámos o trabalho (pág. 20).

O esquema estratigráfico que A. TORRES concebeu, nomeadamente, no que se refere ao «Pliocénico de Santarém», nunca foi, verdadeiramente, confirmado paleontologicamente. De facto, ROMAN limitou-se a classificar os fósseis existentes nos calcários de Santarém, aceitando a idade pliocénica proposta por TORRES, não obstante, ter notado que havia semelhança entre esta fauna e a dos demais calcários pontianos. Todavia, a atribuição estratigráfica de ROMAN, absolutamente inconsistente e destituída de valor, tem sido indevidamente utilizada como sustentáculo da idade pliocénica dos referidos calcários. Outros argumentos utilizados a favor da mesma idade para o complexo detrítico subjacente têm sido as floras de Senhora da Saúde e de Vale de Santarém. Também estes não têm valor. Com efeito, a flora de Senhora da Saúde (contida nos mesmos sedimentos que, nas Portas do Sol, estão subjacentes aos calcários de Santarém), não tem qualquer significado estratigráfico. Em relação à flora de Vale de Santarém, esta, sim, de idade pliocénica, os sedimentos que a contém não se paralelizam, de modo nenhum, com o complexo argilo-arenítico de Portas do Sol e de Senhora da Saúde. As descobertas de *Unio ribeiroi* e de dentes de mastodonte na série detrítica das Portas do Sol, se bem que, com pouco valor estratigráfico, pesam, incontestavelmente mais a favor de idade miocénica.

O esquema de A. TORRES sobrepôs-se a todas as observações, quer da época, quer posteriores, pelo muito que encerra de válido. Em virtude da inconsistência dos argumentos sobre que assenta a estratigrafia daquelas formações rejeitámos a cronologia tradicional e atendemos, exclusivamente, aos resultados dos estudos sedimentológicos. Dedicámos, assim, a maior atenção a estes sedimentos, nomeadamente, nas regiões das Portas do Sol, da Senhora da Guia e da Senhora da Saúde. Os resultados obtidos não deixam dúvidas quanto a considerar estes depósitos como miocénicos, a par dos restantes tratados neste capítulo.

## 2 — Descrição geológica

As formações detríticas de aparência siderolítica descritas antes passam, lateralmente, para leste, a outras, também detríticas, mas distintas daquelas, pelo carácter francamente arcósico. Outras características são próprias destas formações, como a presença frequente de biotite na fracção detrítica e a abundância de montmorilonite, principal constituinte argiloso.

A sedimentação de material arcósico nas zonas do centro da bacia (originário do soco antigo), no início do Neogénico, é concomitante com os derrames de materiais de fácies siderolítica (vindos dos relevos mesozóicos), acumulados na orla ocidental.

A interpenetração destes dois acarreios é, evidentemente, difusa e de difícil, se não impossível, separação no terreno. Consegue-se, todavia, estabelecer o limite aproximado entre duas zonas, uma francamente arcósica, para leste, e outra de aspecto siderolítico, a oeste. A invasão de materiais oriundos do maciço antigo processa-se de leste para oeste, à medida que se sobe na série estratigráfica, cobrindo progressivamente a série detrítica inferior (essencialmente siliciosa e caulínítica) atingindo, às vezes, os relevos mesozóicos da orla.

As camadas com *Gryphaea gryphoides* SCHLOT e *Gryphaea virleti* DESH., de Vila Nova da Rainha, são as mais antigas do conjunto designado por Miocénico de carácter arcósico; são equivalentes laterais de parte do chamado «Complexo detrítico de Ota e Camarnal» (Miocénico detrítico de fácies pseudo-siderolítica). Aquelas camadas são, essencialmente, constituídas por arenitos mais ou menos arcósicos, argilas e, às vezes, pequenas intercalações de calhaus sub-rolados. ZBYSZEWSKI [1965] atribui esta série

flúvio-marinha ao Helveciano, por comparação com a associação daqueles ostreídeos na série marinha dos arredores de Lisboa.

Superiormente, sucedem-lhe depósitos semelhantes aos que constituem as séries bem conhecidas de Archino, de Paulino e Fonte do Pinheiro, com *Unio ribeiroi* FONT., com vegetais e vertebrados fósseis (*Hipparion gracile* KAUP, *Tragoceros amaltheos* ROTH. & WAGNER, *Tetralophodon longirostris* KAUP, etc.). ZBYSZEWSKI considera ,ainda, helveciana a parte inferior desta série, tendo reunido a parte superior sob a rubrica geral de Sarmato-pontiano.

Mais para norte, a passagem lateral da série detrítica de aspecto siderolítico à série arcósica continua a processar-se de modo difuso. Pode, apenas, dizer-se que a separação se faz ao longo de uma faixa orientada sensivelmente na direcção norte-sul, passando a oeste de Aveiras de Cima, Manique do Intendente, Arrifana, inflectindo depois para NE, de Arruda dos Pisões a Chancelaria, perdendo-se, para norte, sob extensos calcários lacustres.

Como foi dito, a deposição de materiais vindos do maciço antigo persiste nalguns pontos do bordo ocidental, para além daquilo que parece ser uma pausa ou, pelo menos, uma diminuição importante na sedimentação oriunda da orla mesozóica.

Esta pausa é denunciada pelo quase desaparecimento, nos níveis mais altos, de materiais retomados do Belasiano. Pelo contrário, estes níveis enriquecem-se, progressivamente, de elementos carreados do soco antigo; atribuímo-la, de preferência, ao esgotamento, mais ou menos local, das fontes de alimentação detrítica constituídas pelo Cretácico. Serve de argumento o facto de, como acontece na região de Carregueira (Tomar), a passagem da série arenítica quartzo-caulinítica (inferior) à série arcósica (superior) se fazer através de um horizonte mais ou menos bem marcado de arenitos muito argilosos, de coloração vermelha intensa; a fracção argilosa revela fortes analogias com as argilas residuais de descalcificação dos calcários jurássicos.

Este facto testemunha o desaparecimento local da cobertura detrítica cretácica e o começo da erosão dos calcários jurássicos do maciço. O citado horizonte contém, pois, a mistura dos últimos arenitos belasianos erodidos (os mais baixos) com as primeiras *terras rossas* do maciço calcário, localmente descoberto.

A influência da sedimentação de materiais vindos do interior do soco antigo, patenteada pelo carácter arcósico dos materiais, manifesta-se em toda a espessura da série detrítica miocénica, a oriente, como é o caso das regiões de Vila Nova da Rainha, Cartaxo, Setil (base) e Santarém.

A ocidente, nalguns pontos junto à orla mesozóica, como acontece em Moitas, Alcanede, Carregueira, etc., apenas os níveis terminais, mais elevados, revelam aquela origem.

As condições de sedimentação vão sofrer, posteriormente, profundas modificações, dando lugar à deposição de extensos calcários lacustres, que serão estudados no capítulo seguinte. As várias lenticulas detríticas, interstratificadas nestes calcários, continuam a revelar a participação do maciço antigo como principal fonte de alimentação dos materiais clásticos.

Às vezes há lacuna dos calcários lacustres aludidos e, então, pode acontecer o que se verifica no Setil, junto à estação de caminho de ferro, onde as formações detríticas miocénicas se encontram abarrancadas pelos arenitos pliocénicos. Facto idêntico está patente, por exemplo, junto do V. G. de Charneca (Vila Nova da Rainha).

### 3 — Estudo sedimentológico

Como de costume, sintetizamos em quadros de conjunto os resultados dos estudos sedimentológicos realizados. Assim, no Quadro XXII pode ler-se a localização dos mate-

QUADRO XXII

Amostra n.º	Localização	Classificação de campo	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa	Fracção carbonatada
377-5	Setil	argilito arenítico, esverdeado	26,1	73,9	
376-3	V. G. Archino	argila esverdeada com vegetais	16,4	83,6	
376-5	V. G. Charneca (Vila Nova da Rainha) (base)	areia média a fina, arcóscica, cinzenta	86,8	13,2	
376-6	idem, cam. sup. à referida na amostra 376-5	argilito silteoso, esverdeado	15,1	84,9	
376-7	idem, cam. sup. à referida na amostra 376-6	argilito fino, cinzento esverdeado	6,3	93,7	
376-8	idem, cam. sup. à referida na amostra 376-7	argilito micáceo, esverdeado	10,5	89,5	
376-9	idem, cam. sup. à referida na amostra 376-8	concreções margosas	3,1	88,9	8,0
376-10	200 m a S do V. G. de Asseca (Santarém) (cota 20)	arenito de grão médio, arcóscico, esverdeado	79,8	20,2	
364-1	200 m a S do V. G. de Asseca (Santarém) (cota 20)	arenito de grão fino, micáceo, amarelado	68,9	31,1	
* 352-1	Senhora da Guia (Santarém) (base, cota 50)	argilito amarelo-acastanhado	4,6	95,4	
* 352-2	idem, cam. sup. à referida na amostra 352-1	areia de grão médio, amarelada	93,4	6,6	
* 352-3	idem, cam. sup. à referida na amostra 352-2	areia grosseira, amarelada	94,5	5,5	
* 352-4	idem, cam. sup. à referida na amostra 352-3	nível de calhaus			
* 352-5	idem, cam. sup. à referida na amostra 352-4	argilito amarelo acastanhado	12,6	87,4	
* 352-6	idem, cam. sup. à ref. na amost. 352-6 (topo, cota 75)	arenito arcóscico, argiloso, branco	83,5	16,5	
* 352-7	idem, cam. sup. à referida na amostra 352-6 (topo, cota 75)	argila amarelo-acastanhada	3,6	96,4	
* 352-10	200 m a W do V. G. de Fau (Santarém) (cota 75)	arenito grosseiro, pouco argiloso, amarelado	88,5	11,5	
* 352-11	300 m a W do V. G. de Fau (cota 50)	arenito de grão fino, argilo-margoso, amarelado	24,5	67,6	7,9
* 352-12	200 m a SW da Carreira de Tiro (Santarém) (cota 30)	arenito grosseiro, argiloso, acastanhado	83,3	16,7	
* 352-13	Carreira de Tiro (cota 20)	argilito acastanhado	0,9	99,1	
* 352-14	500 m a S da Carreira de Tiro (cota 25)	argilito acastanhado	91,5	85,0	
352-15	Quinta do Marmelal (Azoia de Baixo)	argilito esverdeado	93,0	7,0	
352-23	500 m a SE de Azambujeira (Santarém)	areia grosseira, amarelada	89,9	10,1	
352-24	idem	arenito grosseiro de cimento calcário	81,0	9,1	9,9
352-27	Ponte de Celeiro (Póvoa da Isenta)	areia feldspática, pouco argilosa, esverdeada	92,5	7,5	
* 353-1	Senhora da Saúde (Santarém)	argilito esverdeado com vegetais	25,2	76,8	
* 353-12	Portas do Sol (Santarém) sob os calcários (cota 90)	arenito de grão fino, argiloso, esverdeado	66,2	33,8	
* 353-13	idem (cota 85)	areia grossiera a média, esbranquiçada	94,7	5,3	
* 353-14	idem (cota 80)	arenito de grão fino, argiloso, esverdeado	92,1	7,9	
* 353-15	idem (cota 70)	argilito margoso, amarelado	11,5	57,0	31,5
* 353-16	idem (cota 30)	argilito amarelado	6,5	93,5	
328-1	Vale de Carros	arenito grosseiro, arcóscico, argiloso	81,8	18,2	
319-4	Moitas de Clima, à saída para Zibreira	arenito grosseiro, margoso, acastanhado	55,0	36,6	8,4
310-8	900 m a NW do V. G. de Carregueira (Tomar)	arenito grosseiro a médio, argiloso, vermelho	64,3	35,0	0,7
310-8a	idem	arenito grosseiro a médio, margoso, vermelho	69,8	25,6	4,6
310-48	1500 m a N de Fungalvaz	arenito de grão médio, margoso, amarelado	60,0	30,6	9,4
310-50	1000 m a E 10° S de Serra do Meio	arenito de grão médio a fino, argiloso, acinzentado	79,6	20,4	
310-51	50 m a N do local referente à amostra 310-50	arenito de grão médio a fino, argiloso, acastanhado	66,9	33,1	
310-53	200 m a SW do local referente à amostra 310-50	arenito de grão médio a fino, argiloso, amarelado	89,4	10,6	
310-57	700 m a E 10° S de Serra de Baixo	marga gresosa, branca	21,0	43,7	35,3
310-90	350 m a NW da passagem de nível de Fungalvaz	arenito de grão médio, margoso, acastanhado	66,0	15,8	18,2
310-91	150 m a E 10° S do moinho de Fungalvaz	arenito de grão médio, argiloso, acastanhado	74,5	25,5	

\* Materiais de formações anteriormente consideradas pliocénicas — Senhora da Guia, Portas do Sol e Senhora da Saúde.

riais utilizados, a respectiva classificação de campo e os valores, em percentagens, relativos à composição fundamental.

Predominam nestas formações, como se pode ver, arenitos de grão médio a grosseiro e argilitos mais ou menos areníticos. É comum a existência de leve impregnação calcária destes sedimentos, em especial os arenitos que, por serem mais permeáveis, podem sofrer impregnação posterior de calcite carreada pelas águas de infiltração, enriquecidas de bicarbonato e carbonato de cálcio, quer nos calcários mesozóicos quer nos calcários lacustres miocénicos. Verifica--se, ainda, a existência de raros níveis argilo-margosos, nos quais é possível que, além da impregnação aludida, devam a presença do carbonato a fenómenos contemporâneos de sedimentação.

Granulométricamente, a fracção arenosa destas formações tem comportamento muito semelhante à dos arenitos argilosos de aparência siderolítica, referidos no capítulo anterior (fig. 9-3 e 4). Estas areias, em geral de grão médio a grosseiro, revelam melhor calibragem nos sedimentos mais finos e o contrário nos mais grosseiros, como é normal na sedimentação fluvial (Quadro XXIII).

QUADRO XXIII

Amostra n.º	Md $\phi$	Md (mm)	QD $\phi$	So	SK $\phi$
352-2	0,7	0,62	0,6	1,5	0,0
352-3	-0,9	1,85	1,3	2,4	0,0
352-5	3,9	0,07	0,4	1,3	-0,1
352-6	1,0	0,5	0,5	1,4	-0,1
352-10	-0,3	1,2	1,1	2,1	0,05
352-11	3,3	0,1	0,6	1,5	0,0
352-12	0,25	0,86	0,9	1,85	-0,3
353-1	4,1	0,06	0,5	1,4	0,0
353-13	0,5	0,72	0,9	1,85	-0,1
353-14	0,5	0,72	0,6	1,5	0,0
328-1	-0,5	1,35	1,0	2,0	0,05
319-4	-0,7	1,6	1,5	2,8	0,2
310-8	-0,2	1,1	1,05	2,05	0,15
310-8a	-0,3	1,2	1,1	2,1	0,2
310-48	1,6	0,33	1,15	2,2	-0,25
310-50	0,9	0,54	0,45	1,35	0,05
310-51	1,1	0,46	0,4	1,3	0,1
310-53	1,0	0,50	0,65	1,55	-0,15
310-90	0,0	1,0	1,0	2,0	0,0
310-91	1,5	0,35	1,3	2,4	-0,1

As variações do valor da assimetria, negativo nos sedimentos mais finos e mais argilosos, e positivo ou nulo nos mais grosseiros, reflecte, pelas razões anteriormente expostas, a variabilidade das características dinâmicas do transporte e da sedimentação em regime fluvial organizado.

O carácter arcóxico, a presença quase constante de biotite e a composição argilosa, essencialmente montmorilonítica, são, quanto a nós, as características fundamentais, suficientes para distinguir estas formações de todas as demais estudadas (Quadro XXIV). Na bibliografia referente a estas regiões é frequente atribuir aos sedimentos mencionados carácter caulínico. Estamos certos de que, nem estes, nem outros mais, mereceram qualquer análise por parte dos investigadores que assim os têm designado. Por outro lado, a presença de feldspato, em muitos casos de aspecto relativamente fresco, a persistência de biotite, embora, às vezes, um pouco alterada, e a constância da associação argilosa montmorilonite-ilite-caulinite (figs. 7 e 10) indicam, com certa segurança,

QUADRO XXIV

Amostra n.º	Quartzo %	Feldspato %	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Biotite	Composição argilosa (%)		
			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm			Cauli- nite	lite	Montmo- rilonite
377-5	80	20	SR-PB	SR-B	SA e A			30	40	30
376-3	95	5		SR-PB	A	alg.	rara	15	50	35
376-5	85	15	SR-PB	SR-B	SA e A	ab.	alg.	5	5	90
376-6	70	30		SA-B	SA	ab.	ab.	15	30	55
376-7	90	10	SR-B	SR-B	SA			30	40	30
376-8	80	20			A	ab.	ab.	20	40	40
376-9	75	25		SA-B	SA e A	ab.	ab.	15	40	45
376-10	85	15	SR-PB	SR e SA-B	SA e A	alg.	alg.	10	20	70
364-1	85	15		SR-B	SA e A	ab.	ab.	10	30	60
352-1	90	10			A	ab.	ab.	20	60	20
352-2	80	20	SR-PB	SR-B	SA e A	alg.		35	35	30
352-3	85	15	SR-PB	SR-B	SA e A	ab.		35	35	30
352-5	75	25		SR-B	SA e A	ab.	ab.	25	45	30
352-6	60	40	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.	alg.	30	30	40
352-7	90	10			A	ab.	rara	20	40	40
352-10	80	20	SR-PB	SR-B	SA e A	alg.	alg.	20	30	45
352-11	85	15	SR-PB	SA-B	A	ab.	alg.	35	45	20
352-12	80	20	SR-PB	SR-B	SA e A	alg.	alg.	60	40	vest.
352-13	90	10		SR-B	SA e A	ab.	rara	20	40	40
352-14	95	5		SR-B	A	ab.		10	10	80
352-15	90	10			SA e A	ab.	ab.	25	25	50
352-23	90	10	R e SR-B	SR-B	SA	rara		30	30	40
352-24	90	10	SR-B	SR-B	SA	rara		30	30	40
352-27	60	40	SR-B	SR-B	SA	ab.	ab.	10	10	80
353-1	95	5		SR-B	SA e A	ab.	ab.	15	50	35
353-12	90	10	SR-PB	SR-B	A	alg.	rara	35	50	15
353-13	85	15	SR-PB	SR-B	SA e A	alg.		60	40	vest.
353-14	85	15	SR-PB	SR-B	SA e A	alg.	alg.	25	25	50
353-15	95	5		SR-PB	A	alg.		25	50	25
353-16	90	10		SR-B	A	alg.	rara	10	20	70
328-1	70	30	SA-PB	SA-PB	A	alg.	alg.	10	10	80
319-4	100	vest.	SR-PB	SA-PB	A			60	15	25
310-8	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		30		70
310-8a	90	10	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		30		70
310-48	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A			40	10	50
310-50	95	5	SR-PB	SA-PB	A	rara		vest.		100
310-51	90	10	R e SR-PB	SR-PB	SA e A		rara	25	15	65
310-53	95	5	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.		65	vest.	35
310-57	100	vest.	SR-PB	SA-PB	A			10		90
310-90	95	5	R e SR-NB	SR-PB	SA e A	rara	rara	25	15	65
310-91	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A			vest.	vest.	100

clima temperado. Estas condições climáticas são susceptíveis de produzir, nas rochas do soco granito-gnáissico, alteração moderada, de tipo arenização. As mesmas condições, propícias à existência de rede hidrográfica organizada, estão de acordo com as observações relativas às características granulométricas.

A presença de bancos de ostras nos horizontes inferiores indica, para os respectivos locais, a influência de águas marinhas adentro de braços de rio e, portanto, relativa proximidade do mar. Superiormente, não só os referidos bancos de ostras desaparecem, como dão lugar à aparição de faunas e floras francamente continentais. Houve, portanto, regressão do mar para a zona vestibular (zona de Lisboa), que continuou sob influência marinha. Seria, então, de esperar o desencadear da erosão nas zonas afectadas

pela oscilação regressiva. Ora isto parece não se verificar; pelo contrário, o balanço final é francamente positivo a favor da sedimentação.

A explicação desta aparente incongruência deve procurar-se dentro de um esquema morfoclimático e tectónico não muito afastado do que, em seguida, alvitramos. O clima, temperado, foi o responsável pela intensa arenização do soco granito-gnáissico da parte norte e oriental da bacia de alimentação. A erosão dos relevos marginais quer da orla mesozóica, quer do maciço antigo, intensificada, possivelmente, por certa instabilidade tectónica, seria muito intensa. Os detritos eram, facilmente, escoados a favor dos fortes declives ainda existentes. Uma vez chegados às zonas baixas, se os caudais não tiveram capacidade de evacuar os materiais transportados ao mesmo ritmo com que estes ali convergiam, o balanço da sedimentação é positivo; parece ser este o caso, pois não se observam lacunas de erosão, com amplitudes que permitam pensar o contrário. É, ainda, necessário entrar em linha de conta com a subsidência, como factor constante, para explicar a existência de várias centenas de metros de espessura de sedimentos continentais na zona vestibular de uma bacia exorreica.

Só a subsidência constante destas zonas protege da erosão os consecutivos acarreios de materiais detríticos, móveis por excelência. Estes não progridem no que seria o seu destino normal e ganham espessura, continuamente, à medida que se aprofundam <sup>(1)</sup>. À superfície as características da sedimentação mantêm-se constantes, ao longo da série.

Voltando a observar o Quadro XXIV, acrescentamos, relativamente às características destes sedimentos, a presença de moscovite. Este mineral, pela grande resistência que possui aos agentes de alteração, fornece indicações muito menos valiosas do que a biotite. Porém, como micas que são, a presença de grande quantidade destas palhetas (que reagem como detritos facilmente postos em movimento pelas águas), a par de arenitos grosseiros, indicam condições de sedimentação por perda de competência do agente de transporte, pondo termo, bruscamente, à selectividade granulométrica.

O aspecto mais ou menos boleado, brilhante, dos grãos de quartzo, revela transporte longo, não se notando neles marcas de corrosão pedológica, tão comuns nos grãos de quartzo dos arenitos belsianos. Num ou outro local como, por exemplo, na região de Alcanede (Vale de Carros), o aspecto mais anguloso destes grãos e a grande quantidades de feldspato associado sugerem a proximidade de rochas cristalinas do soco antigo, hoje encobertas pelos depósitos terciários. De resto, o mesmo facto foi assinalado em capítulos anteriores.

Do cortejo de minerais pesados observados em algumas das rochas consideradas nesta rubrica (Quadro XXV), deduz-se a maior comparticipação de materiais oriundos do soco nas formações situadas mais a sul (regiões de Santarém, Moitas, Alcanede). Na região de Tomar, esta acção é menor; aí, pelo contrário, faz-se sentir, com certa importância, a comparticipação do Cretácico detrítico.

A contribuição do maciço antigo denuncia-se, principalmente, pela associação de biotite-epídoto (estes dois minerais abundam, por exemplo, nas rochas gnáissicas da região de Tomar). A associação turmalina-andalusite-estaurolite, provem não só do soco e dos sedimentos mesozóicos da orla, como também dos depósitos paleogénicos, já então deformados e sujeitos a erosão.

Como se disse, nos sedimentos da região de Tomar a importância do cortejo turmalina-andalusite-estaurolite põe em realce a contribuição detrítica dos arenitos belsianos. Esta comparticipação fez-se, não só directamente dos arenitos para os depósitos

<sup>(1)</sup> Em Samora Correia, um furo realizado pela C. P. P., atravessou o complexo mio-pliocénico, durante mais de 700 metros de espessura.

miocénicos, mas também através de um ciclo sedimentar intermédio, representado pelas formações paleogénicas.

As cascalheiras que, espaçadamente, aparecem intercaladas nestas formações são pouco desenvolvidas. Os elementos que as constituem são, essencialmente, de quartzo — que ocupa sempre o primeiro lugar na representação (85 a 60 %) —, seguido de elementos quartzíticos, em menor quantidade (15 a 40 %). Além destas duas variedades petrográficas, apenas se verificou a presença de raros fragmentos de metalidito.

QUADRO XXV

Amostra n.º	Turmalina	Andalusite	Estaurolite	Distena	Silimanite	Granada	Epidoto	Olivina	Zircão	Broquite	Apatite	Biotite
364-1	1	2							1			96
352-1	3	2					2		1			92
352-2	50	40					6		2	1	1	
352-5		3			4		2		1			90
353-1		1										96
328-1	22	11	21			8	20	3				15
319-4	81	9	6				1	1	2			
310-8	36	12	45	6								
310-48	78	16	6									
310-91	90	9	1									
310-90	89	10				1						

Morfométricamente (Est. XVIII, fig. 2), não é possível distinguir estas cascalheiras das pertencentes à série inferior. De facto, o achatamento, expresso por valores compreendidos entre 1,3 e 2,5, com medianas que oscilam à volta de 1,7, é semelhante nas duas séries consideradas; o mesmo acontece com o grau de rolamento, expresso por valores do índice de desgaste, compreendido entre 0,02 e 0,28, com medianas próximas de 0,06.

Nos depósitos miocénicos arcósicos são raros os calhaus com aspecto de terem sido retomados das cascalheiras belasianas; deve procurar-se a origem principal daqueles elementos detríticos, directamente, nas formações do soco antigo.

## B — COMPLEXO LACUSTRE

### — DEPÓSITOS ESSENCIALMENTE CALCÁRIOS

#### 1 — Descrição geológica

Sobre as formações detríticas referidas no capítulo anterior assenta extenso e, às vezes, espesso complexo lacustre, formado por calcários mais ou menos compactos, calcários margosos e margas, com abundantes intercalações argilosas, algumas lenticulas arenosas e raros leitões de calhaus.

O extremo sul do complexo lacustre situa-se na região de Vale do Paraíso (Vila Nova da Rainha), onde está representado por pequenas e delgadas lages que coroam os relevos mais proeminentes. As camadas, horizontais, assentam em concordância sobre os arenitos arcósicos do complexo de Archino; não ultrapassam, aí, uma dezena de metros de espessura. A extensão dos calcários lacustres aumenta para norte, constituindo larga faixa ao longo da margem direita do Tejo, limitada, a leste, sensivelmente, por aquele rio, até cerca de Vale de Figueiras (Alcanhões). Este limite vira para norte, passa a leste de Torres Novas, inflectindo, aí, novamente para NNE, até Venda Nova, na região de Tomar, extremo norte do complexo lacustre. A ocidente, o limite dos calcários é bastante recortado, podendo, todavia, dizer-se que é definido por uma

linha orientada, sensivelmente, SSW-NNE, desde Aveiras de Cima até cerca de Carregueira (a NW de Tomar), passando por Manique do Intendente, Arruda dos Pisões, Tremês, Alcanena e Pedrógão.

Diversos retalhos de calcários lacustres encontram-se, ainda, dispersos, a poente desta linha, coroando os relevos mais importantes; constituem formas em «*mesa*» e testemunham o prolongamento, para oeste, do complexo lacustre. Estão neste caso as manchas de Carvalhos (112 m), Alto da Pedreira (120 m), Cural da Pedra (124 m) e Cabeço Carapuço (109 m), na região de Manique do Intendente. O mesmo acontece na área de Alcoentre, próximo do bordo da bacia terciária. Neste grande afloramento os calcários encontram-se deformados, inclinados para leste (190 m, em Alto da Raposa, a oeste, e 140 m, a leste, próximo daquela localidade). São, ainda, testemunhos da extensão deles, para oeste, os pequenos retalhos conservados como relevos de dureza, que coroam os cabeços de: Santo Amaro (137 m), Zambujo (132 m), Cabeço Velho (147 m), Carrascal (139 m), Zemaneira (164 m) e Cabeço de Ladrão (171 m). Estes dois últimos, mais elevados, estão situados em posição mais ocidental. Seguindo na direcção de Rio Maior, encontra-se, em Asseiceira (113 m), nova mancha dos mesmos calcários, dos quais ROMAN [1907 e 1917] descreveu uma fauna límnicia comparável às faunas dos calcários lacustres de Cartaxo, Santarém, Pernes, etc., e, mais para norte, ainda, outros pequenos retalhos situados no interior da pequena fossa tectónica de Rio Maior, onde as camadas apresentam pendores que atingem 50° para NE. Aqui, os calcários estão parcialmente cobertos por formações detríticas mais modernas. Todavia, convém assinalar, desde já, que esta cobertura detrítica, atribuída ao Pliocénico, assenta, em muitos pontos, directamente sobre o complexo arenítico miocénico, infra-lacustre, com evidente lacuna dos calcários lacustres. Esta lacuna corresponde a um intervalo de tempo durante o qual aquelas camadas foram deformadas, erodidas e abatidas tectonicamente.

Existem outros afloramentos, testemunhos do preenchimento lacustre, nas regiões de Pontével (115 m), Vale da Pita (126 m), Marmeleira (107 m), Almoester (80 m). Estas altitudes, associadas às que atrás referimos, deixam supor a existência de ligeiro balançamento deste trecho da bacia, com inclinação geral para leste.

As linhas de falha referidas por G. ZBYSZEWSKI [1953], uma com a orientação NW-SE, localizada no troço terminal do rio Maior, outra, próximo de Romeira, com a mesma orientação e, uma terceira, que presumimos existir a oeste de Santarém, oculta sob as areias pliocénicas de Portela das Padeiras (fig. 11), isolam o bloco de Santarém (104 m) que pouco ou nada foi afectado pelo balançamento geral aludido atrás. De facto, a «*mesa*» de Santarém está soerguida em relação à superfície que lhe é estratigráficamente equivalente, na vizinhança sul, oeste e norte, e que não ultrapassa a altitude de 80 m. O mesmo balançamento para leste pode pôr-se em evidência mais a norte, onde os calcários lacustres se situam (em Tremês, por exemplo) à altitude de 160 m, descem para cerca de 100 m por alturas de Pernes, e estão a 70 m nas proximidades de S. Vicente do Paúl. O mesmo desnível se verifica, ainda, entre as regiões de Zibreira (130 m) e Torres Novas (90 m).

À medida que se caminha para norte, a superfície estrutural, mantida pelos calcários lacustres, torna-se mais alta, o que não é alheio à proximidade da orla mesozóica ocidental. De facto, na região de Tomar esta superfície eleva-se, progressivamente, até a altitude de 200 m, em Carregueira, junto aos relevos jurássicos, descendo, suavemente, em conformidade com o estilo geral de toda a região, para leste, onde atinge a altitude de 120 m, nas proximidades desta cidade. A maior altitude referida não parece corresponder ao máximo atingido pelo preenchimento lacustre, naquela região, mas sim ao que resta de uma aplanção mais recente. De facto, depósitos detríticos,

considerados pliocénicos, cobrem, em discordância, os ditos calcários lacustres; o mesmo sucede em relação aos depósitos mais antigos que ali afloram.

A faixa ocupada pelo complexo lacustre não apresenta a mesma espessura de calcários em toda a extensão. Estes calcários são pouco espessos, por exemplo, nas regiões de Vila Nova da Rainha, Cartaxo e Santarém. O mesmo não acontece, porém, a norte, onde o desenvolvimento vertical da série lacustre é muito maior, sobretudo nas regiões compreendidas entre Pernes e Tomar.

A fauna associada aos calcários sugere ambiente lacustre muito pouco profundo, hipótese reforçada pela existência de variações do ritmo de sedimentação, com passagem a mantos detriticos, às vezes torrenciais, logo seguidos de nova deposição lacustre. Mais uma vez é necessário admitir o movimento de subsidência considerado no período anterior, e que, atendendo aos factos, parece ter continuado a agir durante a deposição do complexo lacustre. Na realidade, só esse fenómeno pode explicar tão grande espessura de depósitos de fácies sub-aquática, mais propriamente pantanosa do que lacustre.

A espessura do complexo lacustre é incontestavelmente maior a norte (na região de Tomar ultrapassa 150 metros), em contraste com o pequeno desenvolvimento vertical que apresenta a sul. Na região de Santarém atinge cerca de 15 metros e, mais a sul é ainda menos espessa. Estes factos levam a admitir que o início do complexo lacustre teve lugar nas regiões mais setentrionais da área atingida pelo dito complexo, enquanto que a sul se mantinham as condições propícias à sedimentação detritica. O regime lacustre persiste nas ditas regiões setentrionais e progride sucessivamente para sul, até atingir, quase no final do período, a região de Azambuja.

Quanto à idade, o complexo lacustre tem sido sempre, desde o tempo de A. TORRES [1907], até os nossos dias, atribuído ao Pontiano. Os respectivos calcários foram datados pela posição que ocupam, imediatamente superior a formações com vertebrados terrestres (consideradas pontianas) ou, através da fauna límnic que encerram.

Desta fauna, estudada por ROMAN [1907-1917], são mais comuns as espécies seguintes:

- Testacella larteti* DUPUY
- Limnaea praepalustris* ROMAN
- Limnaea heriacensis* FONT.
- Limnaea larteti* BOURGUIGNAT
- Planorbis (Hemisoma) praecorneus* FISCH. & TOURN.
- Planorbis (Girorbis) mariae* MICHAUD
- Planorbis* af. *mantelli* DUNKER
- Planorbis* af. *matheroni* FISCH. & TOURN.
- Bithina ovata* DUNKER
- Bithina gracilis* SANDBERGER
- Bithina curta* LOCARD
- Streptaxis (Artemon) bicaensis* ROMAN
- Patula (Janulus) olisiponensis* ROMAN
- Helix mendesi* ROMAN
- Helix (Iberus) delgadoi* ROMAN
- Helix (Caracolina) praelusitanica* ROMAN
- Helix (Gonostoma) mazerani* ROMAN
- Helix* cfr. *sansaniensis* DUPUY
- Helix (Macularia) torresi* ROMAN
- Helix cartaxensis* ROMAN
- Cyclostoma bisulcatoides* ROMAN
- Vertigo* af. *codiolena* BOURGUIGNAT
- Cyclostoma bisulcatoides* ROMAN

*Viviparus ventricosus* SANDB.

*Melania lusitanica* ROMAN

*Hydrobia (Belgrandia) deydieri* DEP. & SAYN.

*Ancylus* af. *neumayer* FONT.

Esta fauna, considerada do Pontiano, é a única das faunas límnicas terciárias susceptível de possuir algum valor estratigráfico, especialmente, pelas afinidades que tem com outras da Península Ibérica.

A via de investigação usada não permite qualquer atribuição cronológica se não se dispuser de uma série estratigráfica, tomada como padrão, com a qual se estabeleçam correlações. Ora acontece que o complexo lacustre é, precisamente, um dos termos da série padrão utilizada. Todavia, sempre que argumentos sedimentológicos conduziram à revisão da estratigrafia da série padrão, modificámo-la, de acordo com o esquema que considerámos mais verosímil. Foi o que aconteceu, por exemplo, com as formações detríticas de Portas do Sol e de Senhora da Saúde, tratadas no capítulo anterior, e, agora, com os calcários de Santarém.

ROMAN [1907], que aceitou o esquema estratigráfico de A. TORRES, atribuiu os calcários de Santarém ao Pliocénico, não obstante a fauna que ali encontrou apresentar nítida semelhança com a dos demais calcários lacustres pontianos, como de resto ele próprio fez notar. Uma vez demonstrado que a idade do complexo detrítico de Portas do Sol não é pliocénica, mas sim, muito provavelmente, miocénica, contemporâneo do complexo de Archino, elimina-se a necessidade de manter, forçadamente, os calcários de Santarém como pliocénicos.

Estes argumentos, acrescidos dos elementos obtidos do estudo sedimentológico das formações, não deixam dúvidas quanto à atribuição da mesma idade pontiana a todos os calcários lacustres neogénicos da margem direita, *inclusive* os de Santarém.

As considerações de ordem geral apresentadas antes referem-se a uma síntese de elementos colhidos na bibliografia existente, acrescidos, num ou noutro ponto, por algumas observações pessoais, nomeadamente nos locais de onde provém a variada amostragem estudada. Dedicámos especial atenção à região de Tomar (fig. 12) não só pelo facto de se não dispor, nesta zona, de elementos de cartografia e bibliografia geológica suficientes, como, também, por estarmos convencidos de encontrar os elementos necessários para a correlacionar com as zonas a norte do Tejo, desde o Nabão até a Beira Baixa.

Assim, com o auxílio dos Serviços Geológicos, procedemos ao levantamento do Terciário da região de Tomar, tendo-lhe dedicado estudo sedimentológico particularmente pormenorizado.

Às vezes, parece haver concordância entre esta série superior, lacustre, e a série detrítica inferior. Tal é o que se verifica na região de Carregueira. Mais a norte, em Serra de Baixo, o calcário lacustre repousa horizontalmente, em discordância, quer sobre o Miocénico detrítico, quer sobre o Paleogénico. É, porém, muito difícil a medição de inclinações nas séries detríticas consideradas.

O complexo lacustre miocénico é, sem dúvida, dos depósitos terciários, o mais extenso da região. Em Água Boa, ponto mais setentrional atingido por estas formações, elas morrem em cunha, assentando em discordância sobre depósitos paleogénicos e cretácicos. Delgada película de pliocénico cobre parcialmente estes calcários lacustres, prolongando-se para norte, sobre o Cretácico dobrado e arrasado. A espessura aumenta consideravelmente para sul, na direcção de Tomar, onde o complexo lacustre ultrapassa, como se disse, a centena de metros de espessura.

São diferentes os modos como o Miocénico lacustre contacta com as formações limítrofes ocidentais. De Água Boa até Carregueira vê-se a sobreposição dos calcários e margas em relação às formações do Miocénico detrítico. Na pequena elevação do vértice geodésico de Carregueira, que constitui relevo testemunho, o corte é bastante elucidativo quanto à sequência estratigráfica. Assim, sobre arenitos argilosos, avermelhados, do Miocénico detrítico, assenta uma camada pouco espessa de calcário coerente, muito arenítico, vermelho, com impregnações dendríticas, negras, de manganês. Sobre esta camada repousa outra, mais espessa (10 a 20 m), de depósito brechóide, de elementos calcários, muito grosseiros, não consolidado, amarelado, de matriz argilo-arenítica friável. Observa-se, além disso, quantidade apreciável de calhaus sub-rolados de quartzo e de quartzito, semelhantes aos do Belasiano. Os elementos clásticos, de forma e dimensões muito irregulares, angulosos, são, na maioria, de calcário jurássico; há alguns do Cenomano-turoniano, ainda com fósseis, que permitem a identificação. Segue-se uma brecha menos grosseira, bem consolidada, também de elementos calcários e de cimento da mesma natureza, de tonalidades variáveis, entre o amarelo, o castanho e o vermelho. Finalmente, coroa esta sequência um calcário lacustre compacto, amarelado. Em dois outros pequenos relevos-testemunhos, um a oeste e outro a NNE de Carregueira, faltam as formações brechóides e aparece apenas este calcário do topo, assente, directamente, sobre os arenitos miocénicos. Os depósitos brechóides são particularmente desenvolvidos cerca de 1 km a sul de Carregueira, onde os blocos de calcário apresentam dimensões consideráveis (1 metro e mais de comprimento), assumindo, às vezes, o aspecto de pseudo-afloramentos jurássicos.

Junto à linha de caminho de ferro, 1500 m a norte de Fungalvaz, sobre o Paleogénico, assentam directamente calcários areníticos, avermelhados, semelhantes aos do segundo nível do V. G. de Carregueira. Assumem aspecto conglomerático, com elementos de quartzo e de quartzito, sub-rolados (provenientes do Belasiano), e de calcário, rolados. Estes conglomerados, à margem dos relevos mesozóicos, são, pois, equivalentes laterais dos calcários areníticos vermelhos, ligeiramente afastados do rebordo da depressão. Neste ponto há lacuna dos arenitos miocénicos. Superiormente, sucede o depósito brechóide pouco coerente, amarelado, antes referido. Esta rocha reaparece na margem esquerda da ribeira de Chão de Maças, ao longo da qual, em extensão de 200 a 300 metros, contacta, brusca e anormalmente, por falha, com formações cretácicas fossilíferas (Cenomaniano-turoniano).

O depósito considerado embora assumia foros de importância, pelas dimensões dos elementos que o constituem, pelo aspecto caótico e a heterogeneidade de calibre, tem, contudo, extensão bastante limitada. De facto, existe apenas na região do contacto com o maciço jurássico, como por exemplo em Carregueira, Fungalvaz, Assentiz, Alqueidão, Almonda, etc.; a penetração para o interior da bacia é bastante limitada.

Assim, consideramos esta formação grosseira como depósito de vertente bastante local, muito provavelmente desencadeado por acções tectónicas. No tempo, situamos este episódio logo após o início da deposição do complexo lacustre, isto é, imediatamente aos calcários areníticos vermelhos. No topo, esta brecha passa a outra, menos grosseira, bem consolidada, que marca o prosseguimento da sedimentação calcária. A sul de Fungalvaz, observam-se, em sobreposição, arenitos argilosos miocénicos, calcário arenítico coerente, avermelhado, e calcários compactos, esbranquiçados e amarelados. Parece, pois, haver aqui lacuna da formação brechóide observada nas localidades de Carregueira e de Fungalvaz.

Na região de Assentiz, os calcários lacustres miocénicos são incontestavelmente cavalgados pelos depósitos paleogénicos, inclinados, como se disse, para NW.

Como foi referido no capítulo consagrado ao Paleogénico, a formação brechóide pode observar-se nos moínhos da Pena, cobrindo, parcialmente, os depósitos atapulgi-

ticos, em discordância e, por seu turno, coberta por arenitos e cascalheiras atribuídos ao Pliocénico (fig. 5). Outros cortes, como os realizados em Alqueidão (fig. 4) e Almonda (fig. 3) foram descritos no mesmo capítulo.

De Moitas a Zibreira, observa-se a sucessão estratigráfica desde o arrife, no Jurássico, até os calcários lacustres. Entre estas duas localidades, o Miocénico detritico é recoberto por estes calcários. A povoação de Zibreira situa-se já na superfície estrutural calcária. A oeste de Alcanede passa-se dos arenitos citados aos calcários lacustres através de um nível argilo-margoso amarelado, considerado incluído no complexo lacustre.

Os calcários lacustres pontianos são, pois, o tema geomorfológico dominante da paisagem dos terrenos terciários da margem direita do Tejo, desde Tomar até a região do Cartaxo. São eles os responsáveis pelo carácter planáltico daquela superfície, suavemente inclinada para SE. São frequentes as formas em «mesa», sempre que bancadas de calcário coroam relevos residuais, constituídos inferiormente por depósitos mais brandos, como margas, argilas ou arenitos friáveis. São, ainda, os calcários lacustres, horizontais ou sub-horizontais, os responsáveis pelos abruptos das vertentes de muitos vales, como os das ribeiras de Chão de Maças, de Bezelgas e do Alvorão, bem como os dos rios Almonda e Alviela.

## 2—Estudo sedimentológico

No Quadro XXVI indicam-se as localidades das colheitas, a classificação de campo dos respectivos materiais e a composição fundamental.

O quadro dá ideia clara da variedade de rochas destas formações. O fraco teor de fracção arenosa dos calcários denuncia uma sedimentação quase exclusivamente química. As zonas baixas, inundadas, eram alimentadas por águas pobres de carga sólida, mas ricas de bicarbonato de cálcio em solução. Os depósitos detriticos intercalados, em que predominam argilas e argilas margosas, são compatíveis com sedimentação fina, de tipo lacustre, em períodos de maior alimentação detritica. Outras intercalações de níveis arenosos, se bem que menos importantes, correspondem a episódios fluviais, localizados.

O estudo sedimentológico destes materiais, resumido, parcialmente, no Quadro XXVII, permite algumas considerações.

No que se refere às fracções arenosas, destaca-se o facto de o quartzo ser o componente principal, ocupando o feldspato posição secundária. Por outro lado, observa-se que o feldspato é simplesmente vestigial nos materiais originários das regiões ocidentais, isto é, mais próximas dos maciços calcários mesozóicos, e que, ao contrário, é mais abundante nos sedimentos das regiões orientais. Estes últimos receberam, sem dúvida, a contribuição de afloramentos do maciço antigo, situado a leste, talvez mais importantes do que os que, ainda hoje, afloram em Chamusca, em Vila Nova da Barquinha ou em Abrantes.

O grau de rolamento das areias mantém-se ou aumenta ligeiramente em relação às areias do Belasiano (que é ainda uma das origens do material detritico), especialmente nas zonas ocidentais. Porém, observa-se aumento do polimento dos grãos, geralmente mais brilhantes. A par destes grãos há, sem dúvida, os provenientes da parte residual da dissolução dos calcários mesozóicos; como se verificou, em ensaios realizados com aqueles calcários, estes grãos são de tipo rolado e sub-rolado, brilhantes.

No conjunto aparecem, além disso, raros grãos de quartzo de rolamento perfeito, muito brilhantes (Est. XVII, fig. 6). Estes grãos, autênticos ovóides, mais polidos do que os que se conhecem nas areias de praia, encontram-se com frequência nos cursos de água exsurgentes do maciço calcário. Trata-se de grãos da cobertura detritica dos relevos jurássicos que penetram no maciço pelas fendas do carso. Uma vez no interior

QUADRO XXVI

Amostra n.º	Localização	Classificação de campo	Fração		
			arenosa	silte-argilosa	argilosa
376-12	V. G. de Moinho da Mata (Vale do Paraíso)	calcário compacto branco, com fósseis lacustres	0,2	1,1	98,7
363-10	V. G. de Alcoentre	calcário compacto amarelado, com fósseis lacustres	1,4	4,5	94,1
364-21	Pontével (Cartaxo)	calcário margoso amarelado	3,1	14,0	82,9
351-2	1000 m a NNW de Casal das Lebras (Asseiceira)	calcário compacto branco, com fósseis lacustres	0,1	6,6	93,3
352-9	V. G. de Fau (Santarém)	marga branca	7,1	33,1	59,8
352-20	Quinta de Vale de Lobos (Azoia de Baixo)	arenito margoso consolidado	18,9	30,9	50,2
352-21	idem	calcário margoso esbranquiçado	2,0	18,2	79,8
352-22	idem	argilito margoso esbranquiçado	0,9	93,0	6,1
352-25	250 m a SE de Azambujeira	argilito margoso, esverdeado, com concreções calcárias	32,3	56,8	10,9
352-26	100 m a SE de Azambujeira	calcário compacto branco	0,1	2,0	97,9
* 353-7	Portas do Sol (Santarém) — cota 100, topo	calcário compacto branco	0,2	0,4	99,4
* 353-8	idem, cam. inf. à referente à amostra 353-7	calcário margoso branco	1,0	14,2	84,8
* 353-9	idem, cam. inf. à referente à amostra 353-8	calcário margoso amarelado	3,6	29,9	66,5
* 353-10	idem, cam. inf. à referente à amostra 353-9	calcário compacto branco	0,2	3,4	96,4
* 353-11	idem, cam. inf. à ref. à amost. 353-10 — cota 90	marga amarelada	6,9	49,0	44,1
340-3	Tremez	calcário margoso branco	0,1	17,4	82,5
341-1	Pernes	calcário margoso branco	0,9	20,2	78,9
329-2	75 m a NE de Torres Novas	argilito levemente arenítico, esverdeado	0,6	99,4	
329-3	idem	leito de calhaus no topo da camada 329-2			
329-8	Ao km 27,5 da Estrada de Moitas a Alcanena	calcário compacto amarelado	0,5	4,2	95,3
329-9	Ao km 31,7 da Estrada de Zibreira a Moitas	calcário compacto amarelado	6,7	11,3	82,0
329-10	E. N. n.º 3, ao km 96 (a S de Parceiros da Igreja)	calcário compacto acinzentado	0,1	0,1	99,8
329-11	2 km a W de Torres Novas	arenita de grão fino, margoso	37,0	16,1	46,9
329-12	idem, cam. inf. à referente à amostra 329-11	areia de grão médio	88,3	11,7	
329-13	idem, cam. inf. à referente à amostra 329-12	argilito margoso amarelado	42,3	33,2	24,5
309-7	Charruada (Assentiz)	calcário margoso concrecionado, amarelado	28,5	11,3	60,2
309-8	Casais de Igreja	calcário compacto amarelado	0,2	0,3	99,5
309-9	Casais de Igreja	calcário margoso amarelado	14,4	19,6	66,0
310-1	200 m a SSW de Casal da Brava (Tomar)	calcário margoso pulverulento, branco	2,0	8,3	89,7
310-3	220 m a SSW de Casal da Brava	calcário margoso esbranquiçado	0,2	9,8	90,0
310-9	1000 m a SW de Carregueira	calcário castanho avermelhado	5,5	11,8	82,7
310-10	700 m a NNE do V. G. de Outeiros Rachados	calcário margoso amarelado	0,4	15,9	83,7
310-11	1000 m a SW de Carregueira	calcário compacto acastanhado (cimento de brecha)	0,4	1,3	98,3
310-14	Bolida	marga esverdeada	3,9	42,0	54,1
310-15	idem	argilito arenítico esverdeado	21,5	78,5	
310-17	200 m a E de Bolida	calcário compacto branco	2,3	13,7	84,0
310-18	Bezelgas	calcário margoso branco	0,1	14,0	85,9
310-24	1250 m a W de Vale de Figueiras	marga arenítica castanho-avermelhada	16,1	53,5	30,4
310-25	900 m a WSW de Vale de Figueiras	calcário margoso branco	3,5	16,6	79,9
310-27	700 m a NNE do V. G. de Outeiros Rachados	calcário margoso amarelado	0,5	13,4	86,1
310-32	500 m a NNE do Convento de Cristo (Tomar)	calcário margoso esbranquiçado	0,1	11,3	88,6
310-35	200 m a WNW de São Simão	calcário margoso esbranquiçado	8,5	15,8	75,7
310-37	800 m a NNE de Calçadas	calcário arenítico, margoso, esbranquiçado	15,8	19,7	64,5
310-39	700 m a S 10° W do V. G. de Venda Nova	calcário margoso avermelhado	12,5	15,2	72,3
310-40	500 m a W da Quinta de Santa Cruz	calcário margoso esbranquiçado	14,6	30,3	52,4
310-49	1000 m a S da Estação de Fátima	brecha conglomerática, com elementos de calcário jurássico	10,1	5,0	84,9
310-60	1300 m a W de Vale de Figueiras	arenito de grão fino, margoso, acastanhado	81,3	14,7	4,0
310-61	1000 m a WSW de Casal da Brava	calcário pulverulento, branco	6,2	7,2	86,6
310-63A	1050 m a WSW do V. G. de Outeiros Rachados	calcário compacto acastanhado claro		0,1	99,9
310-63B	idem	calcário compacto acastanhado claro		0,2	99,8
310-65	25 m a W do V. G. de Carregueira	calcário compacto amarelado		0,1	99,9
310-66A	100 m a E do V. G. de Carregueira	brecha com elementos de calcário jurássico	7,1	5,2	87,7
310-67	100 m a ESE do V. G. de Carregueira	calcário arenítico amarelado	23,3	9,5	67,2
310-74	1250 m a E 10° N de Vale do Calvo	cimento da brecha	1,0	5,4	93,6
310-76	1350 m a E de Vale do Calvo	calcário arenítico amarelado	9,6	4,2	86,2
310-77	400 m a ENE do V. G. de Fungalvaz	marga esverdeada clara	22,4	27,6	51,0
310-78	Cem Soldos	calcário compacto amarelado claro	0,5	4,5	95,0
310-81	750 m a WNW do V. G. de Fungalvaz	calcário compacto acastanhado	2,9	6,0	91,1
310-82	idem	calcário compacto, acastanhado, arenítico	7,9	13,3	78,8
310-83	idem	calcário compacto, esbranquiçado	0,1	0,2	99,7
310-93	500 m a SW de Venda Nova	conglomerado com elementos de calcário jurássico	0,9	4,0	95,1

\* Formações, anteriormente, consideradas pliocénicas.

QUADRO XXVII

Amostra n.º	Quarzo %	Feldspato %	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Biotite	Óxidos ferruginosos	Concreções ferruginosas	Composição argilosa (%)		
			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm					Caulinite	lite	Montmorilonite
376-12	98	2			A				20	40	40	
363-10	100	vest.			A				30	20	50	
364-21	95	5		SR-PB	A	rara			40	35	25	
351-2	100			R e SR-B	SR e A				35	vest.	65	
352-20	90	10	SR e SA-B	SA-E	A	alg.		×	20	40	40	
352-21	80	20	SR e SA-B	SA-B	A			×	20	30	50	
352-25	85	15		SA-PB	A	rara			20	50	30	
352-26	100	vest.		SR-E	SA e A					×	×	
353-7	100	vest.		SR-E	SA e A					40	60	
353-8	90	10			A	ab.			30	50	20	
353-9	85	15			A	rara			30	40	30	
353-10	95	5		SR-PB	SA e A				5	35	60	
353-11	95	15	SR-PB	SR-B	A	rara		×	25	50	25	
340-3	100			R e SR-B	SR e A				15		85	
341-1	100	vest.			A					×	×	
329-2	97	3			A	alg.			20	35	45	
329-8	100				SA e A			×				
329-9	100			SR-PB	SA e A			×		×		
329-10	100				A				30	40	30	
329-11	85	15	SR-PB	SA	A	ab.	ab.		30	50	20	
329-12	75	25	R-PB	SR-PB	SA e A	alg.	alg.		40	25	35	
309-7	100			R-B	R-B			×	×	×		
309-8	100				SR-B				×	×		
309-9	97	3	SR-PB	SR-E	SA	alg.			30	40	30	
310-1	100			SR-PB	SA e A			×	×	×	×	
310-3	100			SR-PB	SA e A				15	40	45	
310-9	95	5	SR-PB	SR-PB	SA e A				×	×		
310-10	90	10	SR-B	SR-E	R e SR-B				30	10	60	
310-11	95	5		SR-E	SR e SA				×			
310-14	100	vest.			SA e A	alg.	alg.		10	30	60	
310-15	93	7	SR-PB	SR-E	SA	alg.			25	65	10	
310-18	100	vest.			SA e A	rara	rara		25	75	vest.	
310-24	100	vest.	SR-PB	SR-E	SA			×	×	×		
310-25	97	3	SR-B	SR-B	R e SR-B				70	30		
310-27	100	vest.		SR-PB	SA e A				20	10	70	
310-32	100				A				10	40	50	
310-35	95	5	SR-PB	SR-E	SA				40	60		
310-37	90	10	SR-PB	SR-E	SR-B e SA			×	20	20	60	
310-39	85	15	SR-PB	SR-E	R e SR-B			×	40	30	30	
310-40	90	10	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.		×	×	×	×	
310-49	90	10		SR-B	R e SR-B				100			
310-60	100		SR-PB	SR-PB	SA e A			×	25	55	20	
310-61	100			SR-E	R e SR-B				×	×	×	
310-63A	100				A			×	×	×		
310-65								×	×	×	×	
310-66A	100	vest.		SR-PB	SA e A			×	×	×	×	
310-74	100			SR-B	SA			×	×	×		
310-76	100	vest.	SR-PB	SR-B	SA e A			×	×	×		
310-77	100				SR-B			×	×	×		
310-78	100			R-B	SR-B				×	×		
310-81	100			R-B	SR-B			×	×	×		
310-82	100		R-PB	R-B	SR-B			×	×	×		
310-83	100	vest.			SA			×	×	×	×	
310-93	100	vest.	R-PB	R-B	SR-B			×	×	×		

do maciço, são arrastados por águas subterrâneas e sofrem atrito subaquático de encontro a uma substância menos dura, o calcário. Os mais bem rolados são os que, eventualmente, ficam retidos, por algum tempo, em marmitas, no leito de rios subterrâneos.

Nas zonas ocidentais, a escassez da fracção detrítica do complexo lacustre derivada, em grande parte, dos arenitos do Cretácico inferior, é provavelmente devida ao desaparecimento de parte considerável daquela cobertura detrítica.

Recorde-se a massa imensa de sedimentos detríticos terciários, anteriores ao complexo lacustre, edificados a expensas dos arenitos cretácicos referidos.

A presença de calcários vermelhos, pouco areníticos, e de consideráveis depósitos brechóides muito grosseiros, junto ao contacto, por falha, com o maciço calcário, mostram não só a importância de mais um vigoroso impulso tectónico, como também a emersão da ossatura jurássica, sujeita a erosão cársica.

As tonalidades de castanho-avermelhado destas rochas parecem testemunhar a existência de argilas residuais — «terra rossa», próprias daquele tipo de erosão.

Na faixa marginada pelo vale do Tejo (portanto mais afastada dos relevos calcários e mais próxima do maciço antigo) não só a sedimentação calcária diminui de importância, como se tornam mais frequentes os níveis areníticos e argilosos, onde é evidente a influência das rochas do substrato hercínico. De facto, estes sedimentos são arcósicos e até biotíticos.

Continuando a observar o Quadro XXVII verificamos que a presença de pequenos pisólitos e oólitos limoníticos e outras pequenas concreções ferruginosas são elementos característicos dos calcários lacustres pontianos. A presença destas estruturas é compatível com o meio subaquático, pantanoso, sugerido pela fauna límnic contida naquelas calcárias.

Em relação à associação argilosa, os sedimentos do complexo lacustre agrupam-se em dois tipos principais. Um, onde a fracção argilosa merece esse nome apenas do ponto de vista dimensional, isto é, contém, sobretudo, partículas finas, quartzosas, ferruginosas e amorfas, sendo a representação de verdadeiras partículas argilosas bastante reduzida, como facilmente se infere da observação dos diafractogramas de Raios X (fig. 7).

De facto, os picos relativos aos minerais argilosos são às vezes quase imperceptíveis, pelo que se não faz referência a valores numéricos proporcionais à amplitude dos picos; limitamo-nos, aí, a assinalá-los com uma pequena cruz (×) na coluna respectiva. Estão neste caso os calcários lacustres compactos e as brechas. A natureza das argilas representadas reflecte a herança dos calcários jurássicos.

O outro tipo de associação argilosa encontra-se nos níveis arenosos, argilosos e margosos, intercalados no complexo calcário. Nestes níveis as percentagens de argila são muito elevadas e constituídas, essencialmente, por ilites e montmorilonites, associadas a menores quantidades de caulinite. Esta associação argilosa e todos os restantes caracteres sedimentológicos destes níveis revelam a influência do substrato antigo a nordeste e, talvez, a leste da região.

As condições climáticas eram, provavelmente, próximas das atribuídas aos climas temperados em geral. Assim, não deviam ser muito diferentes das que presidiram à deposição do complexo arcósico anterior. Nestes termos, a profunda modificação que se operou na fácies dos sedimentos (inicialmente detrítica e, posteriormente, calcária) deve-se, sobretudo, ao quase esgotamento das fontes de alimentação detrítica da orla mesozóica, substituídas pelos maciços calcários jurássicos desnudados, principais emissores das enormes quantidades de carbonato de cálcio que constituem o complexo lacustre.

Por outro lado, é necessário, também, conceber modificações nas condições de escoamento da região, tendo-se passado de uma topografia favorável à drenagem feita em regime fluvial, com transporte dos materiais detríticos, a outra, mal drenada

e pantanosa (1). O primeiro dos ambientes presidiu à formação da série detrítica e o segundo à da série calcária lacustre.

A extensão, para leste, da área lacustre não deve ter sido muito diferente da ocupada, hoje, pelos respectivos calcários. Com efeito, logo na margem esquerda do Tejo, na vizinhança da faixa lacustre, os sedimentos atribuíveis ao Miocénico, visíveis, por exemplo, no fundo do vale da ribeira de Muge, são imediatamente recobertos pelas formações pliocénicas da região de Almeirim. Quer-nos parecer que o complexo lacustre culmina a sedimentação miocénica e que se restringiu à área que ainda hoje ocupa, isto é, aproximadamente entre a orla mesozóica e o actual Tejo. Se existiram outras áreas da bacia do Tejo igualmente sujeitas ao mesmo regime lacustre, não o sabemos, porque, a ser assim, os respectivos calcários estarão completamente cobertos pelos depósitos detríticos pliocénicos. Todavia, sempre que o encaixe dos vales permite observar o que se passa por baixo da citada cobertura pliocénica, depara-se com depósitos arenítico-argilosos de carácter arcóico, comparáveis aos da série de Archino, das Portas do Sol, etc. Os casos raros em que, fora da região considerada, estes sedimentos detríticos possuem componente carbonatada correspondem a episódios muito localizados; não se revelam, nunca, verdadeiros calcários lacustres nem fornecem qualquer fauna.

O episódio calcário que se assemelha mais facilmente aos calcários lacustres da margem direita é o que se observa na região de Cano (Alto Alentejo) (2). Trata-se de extensa mancha de calcário, às vezes muito compacto, de uma horizontalidade quase absoluta. Estas rochas forneceram fósseis límnicos que ROMAN [1917] atribuiu, sem reserva, ao Quaternário. De facto, a conservação perfeita desta estrutura, quase nada degradada pela erosão, corrobora a opinião do paleontologista francês.

A análise granulométrica (Quadro XXVIII) da fracção arenosa dos níveis detríticos intercalados no complexo pontiano, isto é, dos níveis argilo-margosos e arenosos,

QUADRO XXVIII

Amostra n.º		Md $\phi$	Md (mm)	QD $\phi$	So	Sk $\phi$
A	329-12	0,8	0,58	0,45	1,35	0,0
	310-60	0,8	0,58	0,75	1,65	0,0
B	352-9	3,2	0,11	1,0	2,0	-0,2
	329-11	3,0	0,125	0,6	1,5	-0,05
	310-15	2,8	0,14	0,95	1,95	-0,15
	310-24	2,9	0,13	0,75	1,65	-0,15
	310-37	2,3	0,20	1,15	2,2	-0,05
	310-39	2,4	0,19	1,1	2,1	0,0
	310-40	2,6	0,16	1,25	2,35	-0,05

A — areias de grão médio, bem calibradas, depositadas por perda de competência de cursos de água, após longo transporte; representam episódios fluviais intercalados na série lacustre.

B — areias de grão fino, bem calibradas, pertencentes aos níveis argilosos depositadas por decantação em águas paradas; representam acarreios detríticos muito finos transportados em suspensão nas águas, em episódios de maior abundância de carga sólida oriunda, talvez, do maciço antigo.

(1) M. BLEICHER [1898], que estudou microscópicamente estes calcários, considerou-os depositados em lagos pouco profundos, ricos de algas verdes. Segundo este autor, a presença destas algas em águas medianamente carbonatadas basta para explicar a existência dos referidos calcários.

(2) Pensámos dever apresentar, desde já, estas leves considerações sobre a região de Cano a fim de melhor enquadrar o problema do Miocénico lacustre. Todavia, reservamos para mais tarde, algumas observações pormenorizadas sobre ela.

permite dividir os materiais estudados em dois grupos (fig. 9-6). O estudo da composição da fracção argilosa conduzira, precisamente, à mesma separação.

No que se refere aos minerais pesados, repetem-se os cortejos encontrados nos depósitos terciários anteriores, revelando a dupla comparticipação dos maciços mesozóico e antigo, mais importantes, respectivamente, a oeste e a leste. Com efeito, o Quadro XXIX revela a existência de duas associações distintas, uma, composta de turmalina, andaluzite e estauroлите e, outra, de granada, epidoto e biotite; a primeira, predominante nos depósitos mais ocidentais, denuncia a herança típica dos arenitos cretácicos; a segunda, correspondente aos depósitos localizados mais orientalmente, revela a influência do maciço antigo.

QUADRO XXIX

Amostra n.º	Turmalina	Andaluzite	Estauroлите	Distena	Silimanite	Granada	Epidoto	Zircão	Rútilo	Biotite
341-1	44	16	23			8	6	3		
329-9	42	14	8			26	2	8		
329-11	30	19					8		1	42
309-7	78	12	8				2			
310-9	34	8	3			43	12			
310-11	31		27			30	9	3		
310-14	39	40							1	20
310-15	71	21	4	1	2			1		
310-24	80		16			4				
310-25	85	10	3				1			
310-35	61	26	12					1	1	
310-37	71	8	15	1		2	3			
310-39	79	3	13			5				
310-40	27	1	62	8		2				
310-60	74	18	6	1		1				
310-61	84	6	8			2				
310-66A	90		4	4		2				
310-67	65	16	14			5				
310-76	81	6				12		1		
310-82	80	6	7			6		1		
310-93	92	1	1			6				

Alguns ensaios de dolomimetria realizados com calcários desta formação, se bem que o número de resultados seja deficiente, permitem, por esta outra via, concluir quanto à penetração, na zona lacustre, das influências dos maciços mesozóico e antigo. De facto, a ausência de magnésio nos depósitos detríticos cretácicos e a enorme pobreza deste componente nos calcários jurássicos vizinhos vem reflectir-se nos calcários lacustres marginais, ao passo que a zona oriental, próxima do soco granítico-gnáissico recebe o magnésio resultante das alterações dos silicatos ferromagnesianos, nomeadamente, das biotites.

São os seguintes os valores sobre os quais emitimos estas breves considerações:

amostra n.º	310-9	0,0 %	de MgCO <sub>3</sub>
»	» 310-11	0,0 %	»
»	» 310-27	0,0 %	»
»	» 351-2	2,5 %	»
»	» 353-7	14,0 %	»

Microscòpicamente, os calcários lacustres apresentam-se, em geral, com textura microcristalina a criptocristalina e, às vezes, oolítica (Est. X, figs. 3 e 4). São frequentes os veios de calcite secundária, bem como impregnações ferruginosas difusas. Os

elementos clásticos são em muito pequena quantidade e, geralmente, constituídos por grãos de quartzo (mais ou menos boleados), de ortose e de microclina.

O estudo petrográfico e morfométrico das episódicas cascalheiras intercaladas no complexo lacustre mostra que os elementos detríticos grosseiros que as constituem são, na grande maioria, de quartzo filoniano e de quartzito, em percentagens que se assemelham, às vezes acompanhados de raros calhaus de metalidito.

O grau de achatamento é o mesmo das cascalheiras antes apresentadas ( $1,3 < \frac{L+1}{2E} < 2,8$ , com a mediana igual a 1,8) o que, de resto, é normal visto que a natureza petrográfica dos elementos é idêntica nos vários complexos sedimentares. Todavia, o índice de desgaste apresenta a mediana mais baixa ( $Md = 0,07$ ) embora os extremos sejam comparáveis. Este facto explica-se pela origem próxima destes detritos, em relação aos fornecidos pelo maciço antigo, e pela presença de elementos rolados das cascalheiras do Belasiano, que foram, em parte, fracturados no decurso de novo ciclo. Estes mantêm, ainda, certa frescura nas novas arestas produzidas.

## b — FORMAÇÕES ARGILO - MARGOSAS DA REGIÃO DE TOMAR

### 1 — Descrição geológica

Nesta região, o complexo lacustre miocénico prolonga-se para leste do rio Nabão, numa faixa que vai, sensivelmente, desde Venda Nova, a norte, até Santa Cita, a sul.

Aqui, os calcários lacustres diminuem de importância, quer em extensão quer em espessura, cedendo o lugar a argilas, mais ou menos margosas, muito desenvolvidas, comparáveis, no aspecto, aos leitos argilo-margosos intercalados no complexo lacustre, como acontece, por exemplo, na região de Santarém.

A faixa referida contacta, a oeste, entre Fonte Galega e Alvito de Cima, com estreita banda de Reciano, ao qual se segue o Liássico. No contacto, o complexo lacustre está representado por formações calcárias, entre elas um conglomerado (elementos rolados de calcário jurássico, de quartzo e de quartzito, cimentados por calcário) semelhante ao citado na região de Carregueira, na orla da bacia. O contacto inflecte para oeste e com ele a aludida faixa, até se reunir à grande mancha de Tomar. No fundo do vale do Nabão, a norte da Fábrica do Prado, observa-se o mesmo conglomerado. Todos estes materiais, francamente calcários, foram estudados sedimentologicamente; os respectivos resultados figuram nos Quadros XXVI a XXIX.

Mais para sul, as formações argilo-margosas estão separadas dos calcários lacustres pelo vale do Nabão, que comporta alguns níveis de terraços baixos.

O contacto oriental destas formações faz-se, directamente, com rochas gnaissóides do maciço antigo, segundo direcção sensivelmente norte-sul, até cerca de Granja do Couto; daí, e mais para sul, faz-se através do vale da Ribeira da Lousã, até perto de Santa Cita, onde o limite fica encoberto sob terraços baixos e aluviões daquele curso de água.

Os sedimentos que constituem a colina de Bemposta, a sudeste de Tomar, essencialmente formados por argilas que, para a base, passam a argilas margosas, exemplificam a constituição dos materiais, na bordadura leste do complexo lacustre. Aqui, a influência do soco antigo é máxima e, pelo contrário, a do maciço calcário atenua-se ou desaparece.

### 2 — Estudo sedimentológico

A composição fundamental da amostragem estudada (Quadro XXX) põe este facto em evidência. A fracção carbonatada diminui consideravelmente, a ponto de não

existir. Esta diminuição observa-se não só lateralmente, de oeste para leste, mas também verticalmente, de baixo para cima. Inversamente, as frações detrítica e argilosa assumem percentagens nunca atingidas na região (Quadro XXX).

QUADRO XXX

Amostra n.º	Localização	Classificação de campo	Fração arenosa	Fração silto-argilosa	Fração carbonatada
310-7	550 m a S de Quinta de Santa Cruz (Tomar)	argilito margoso castanho com concreções calcárias	31,8	40,6	27,6
310-41	100 m a NW de Couto	argilito acastanhado	11,1	88,9	
310-42	1000 m a SE de Couto	argilito margoso esverdeado	8,9	65,5	25,6
320-3	200 m a SE de Venda	calcário margoso branco	21,0	26,0	53,0
320-5	100 m a N do V. G. Bemposta	argilito margoso esverdeado	4,1	77,1	18,8
320-6	Barreiro de Bemposta (base)	argilito gresoso esverdeado	29,7	70,3	
320-13	idem (sobre 320-6)	argilito compacto, castanho-esverdeado	1,6	98,4	

Todas as características sedimentológicas das areias contidas nestas formações indicam-nas, com certa segurança, como equivalentes laterais do complexo lacustre, situado a oeste. Acrescente-se, no que se refere à morfoscopia dos grãos de quartzo, a presença significativa de grãos do tipo rolado baço, cuja proveniência pode atribuir-se às formações recianas ali existentes.

Por outro lado, a frequência de oólitos e de concreções de limonite, assim como a composição da associação argilosa (ilite, montmorilonite e caulinite), conduzem à mesma conclusão (Quadro XXXI).

QUADRO XXXI

Amostra n.º	Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Biotite	Oólitos ferruginosos	Concreções ferruginosas	Outros componentes	Composição argilosa (%)		
			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm						Caulinite	Ilite	Montmorilonite
310-7	100	vest.		SA-B	SA e A	alg.	rara	×			20	40	40
310-41	95	5	SA-PB	SA-PB	SA e A	alg.	alg.		×		20	30	50
310-42	95	5		SR-B	R e SR-B	rara	rara				15	80	5
320-3	70	30	SR-PB	SA-PB	SA e A	ab.	alg.			xisto	10	40	50
320-5	90	10	RM e SA-PB	RM e SA-PB	R e A	rara		×		micaxisto	25	75	vest.
320-6	90	10	RM e SA-PB	RM e SA-PB	SR e A	alg.			×		20	50	30
320-13	85	15		RM e SA-PB	SR e A	alg.			×	xisto	30	70	

Outros elementos, como a existência de pequenos grãos líticos de xisto e de micaxisto, confirmam o que foi dito acerca da origem próxima destes materiais. Também a presença em tais depósitos argilo-margosos de, pelo menos, biotite, epidoto e granada (Quadro XXXII) no cortejo dos minerais pesados, denuncia a contribuição do soco antigo. Com efeito, as rochas gnaissóides da vizinhança caracterizam-se, no que se refere aos minerais pesados, pela associação de biotite, epidoto e granada.

As características granulométricas dos depósitos argilo-margosos considerados (a finura dos materiais, o grau de calibragem e a assimetria das distribuições) (fig. 9-5) são muito semelhantes às verificadas nas intercalações argilo-margosas do complexo

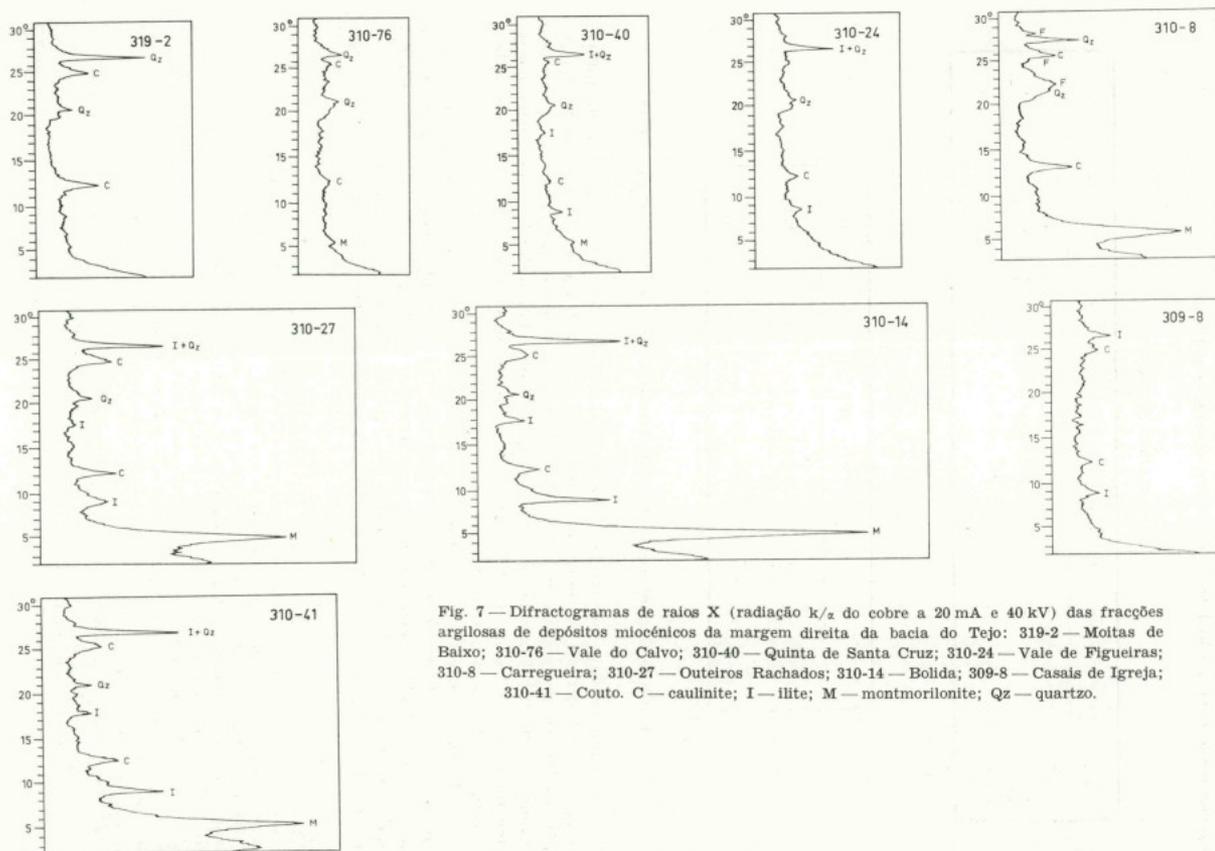


Fig. 7 — Difractogramas de raios X (radiação  $k/\alpha$  do cobre a 20 mA e 40 kV) das frações argilosas de depósitos miocénicos da margem direita da bacia do Tejo: 319-2 — Moitas de Baixo; 310-76 — Vale do Calvo; 310-40 — Quinta de Santa Cruz; 310-24 — Vale de Figueiras; 310-8 — Carregueira; 310-27 — Outeiros Rachados; 310-14 — Bolda; 309-8 — Casais de Igreja; 310-41 — Couto. C — caullinite; I — ilite; M — montmorilonite; Qz — quartzo.

lacustre (Quadro XXXIII). Os referidos depósitos poderão, pois, como tudo leva a crer, corresponder a variação lateral de fácies do dito complexo.

QUADRO XXXII

Amostra n.º	Turmalina	Andalusite	Estaurolite	Distena	Silimanite	Granada	Epidoto	Zircão	Biotite
310-7	13	10	1				5		71
310-41	61	11	8				2	2	16
310-42	38	7	46			1			8
320-3	40	9				2	31		18
320-6	51	10	8	1	1	7	10	3	9

QUADRO XXXIII

Amostra n.º	Md $\phi$	Md (mm)	QD $\phi$	So	Sk $\phi$ $\phi$
310-7	3,1	0,12	0,5	1,4	0,0
310-42	3,6	0,08	0,5	1,4	0,0
320-3	3,1	0,12	0,45	1,35	0,0
320-6	3,85	0,07	0,65	1,55	0,0

### C — ALGUMAS OBSERVAÇÕES SEDIMENTOLÓGICAS NO MIOCÊNICO DE LISBOA

A complexidade dos problemas sedimentológicos numa região como a de Lisboa, na parte vestibular de tão importante bacia sedimentar e sujeita, como se sabe, a repetidas oscilações transgressivas e regressivas, requer estudos de pormenor, cuja extensão e complexidade justificariam, por si só, longo trabalho. Por outro lado, os vastos conhecimentos existentes sobre a estratigrafia desta região privilegiada fazem-na merecedora de estudo sedimentológico compatível (1).

No âmbito geral e no esquema do nosso trabalho esta região é apenas uma parte, sem dúvida importante, no conjunto da bacia do Tejo. A contribuição que, pelos nossos métodos de trabalho, poderemos dar à estratigrafia, à paleogeografia ou à tectónica das regiões interiores, continentais e quase estéreis de fosséis, é, sem dúvida, inferior à que já foi dada, pelos métodos clássicos, à região de Lisboa. Por outro lado, os pro-

(1) Nos últimos cinco anos a bacia do Tejo, em especial a zona vestibular, atraiu a atenção do sedimentologista BERNARD HAGUENAUER. Este investigador começou por abordar o problema através de métodos geoquímicos, via de investigação que se nos afigura do maior interesse.

Nesta linha de trabalho, publicou HAGUENAUER, de colaboração com G. JURAIN, em 1965, um estudo, sobre a distribuição geoquímica do urânio e do cobre na série miocénica marinha de Lisboa. Assim, uma das conclusões que parece dever realçar-se é:

*«A l'échelle de la série il en découle un comportement géochimique inverse entre le cuivre et l'uranium. Ce dernier se concentre préférentiellement dans les dépôts fins, le premier se piégeant, au contraire, dans les dépôts grossiers à affinités continentales discordant sur les formations sous-jacentes liant les occurrences de cuivre à l'activité diastrophiques.»*

Estes primeiros resultados afiguram-se-nos de interesse e parece poderem trazer importantes progressos para o conhecimento da bacia do Tejo. — G. JURAIN & B. HAGUENAUER — *Sédimentation cyclothématique et distribution géochimique de l'uranium et du cuivre dans la série miocène marine du bassin du Tage* (Portugal). *Geologischen Rundschau*. Vol. 55, pp. 454-459. Stuttgart, 1965.

blemas de sedimentologia litoral são bastante diversos dos das zonas continentais; além disso, saem fora do nosso âmbito.

Ao dedicar algumas observações sedimentológicas às formações do Miocénico de Lisboa, fazemo-lo, sobretudo, com a intenção de colher elementos que possam servir de padrão e, como tal, ajudar na tarefa que empreendemos. Nestes termos limitamo-nos a proceder como que a ligeira sondagem respeitante à composição dos sedimentos, em especial no que se refere à mineralogia das fracções arenosas e argilosas, por serem delas que saem as características mais significativas para o trabalho.

Procurámos, de acordo com o plano que directa e objectivamente correspondia às nossas intenções, colher material em formações de todas as grandes unidades estratigráficas, com pormenor compatível com os restantes estudos realizados. Para cada uma destas unidades procurámos observar sedimentos continentais e marinhos. Não dedicámos qualquer estudo à granulometria; as breves referências à morfoscopia dos grãos de quartzo nada adiantam, neste caso, ao que é do domínio comum.

De modo geral, os sedimentos miocénicos desta região são de granularidade média a fina, com franco predomínio da última; são raras as intercalações de cascalheiras. Estes factos contrastam, flagrantemente, com as características do Miocénico detrítico de fácies continental — estudado em capítulos anteriores — onde abundam arenitos grosseiros e grandes concentrações conglomeráticas. A localização, bem como a classificação de campo dos materiais estudados, está expressa no Quadro XXXIV, conjuntamente com os valores relativos à composição fundamental. Estes valores citam-se como rotina e homogeneidade de método de trabalho, pois não procuraremos tirar deles, tão reduzidos são, qualquer ilacção.

QUADRO XXXIV

Nível estratigráfico	Amostra n.º	Localização	Classificação de campo	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa	Fracção carbonatada
Aquitano marinho	431-20	Campo de Ourique	calcário com Briozoários	0,3	20,1	79,6
Aquitano continental	431-14	Campo de Ourique	argila esverdeada com vegetais	6,1	93,9	
Aquitano continental	431-13	Rua da Imprensa Nacional	argila esverdeada com vegetais	2,8	97,2	
Aquitano continental	431-16	Horta das Tripas	argila castanho-esverdeada	10,2	89,8	
Burdigaliano marinho	431-21	Palença (Almada)	arenito amarelado, margoso	40,2	31,3	28,5
Burdigaliano continental	431-17	Barbuda	argila acinzentada com vegetais	0,7	99,3	
Helveciano marinho	431-30	Arreiro	calcário com Briozoários	1,2	16,0	82,8
Helveciano continental	431-15	Quinta do Pombelro	argila esverdeada	12,6	87,4	
Helveciano continental	431-25	Quinta da Silvéria	argila grosseira amarelada	92,1	7,9	
Helveciano continental	431-26	Quinta da Silvéria	argila cinzento-esverdeada	2,0	98,0	

Mais significativo, não obstante o pequeno número de amostras a que se refere, é o conjunto de elementos que compõem o Quadro XXXV. Nas percentagens de quartzo e de feldspato os valores referentes a este último mineral são relativamente pequenos; todavia, parecem comparáveis aos que se encontram nas formações detríticas do complexo de Archino e equivalentes, se se entrar em linha de conta com a diminuição natural deste componente, mais frágil, no decurso do transporte, cada vez mais longo. Por outro lado, à lista apresentada parece poder acrescentar-se que não há variação sensível da percentagem de feldspato, do Miocénico inferior ao superior (¹).

(¹) No capítulo seguinte, relativo às formações da península de Setúbal, fornecem-se análises sedimentológicas dos materiais do Tortoniano. Algumas considerações agora apresentadas têm em conta essas determinações.

Os elementos relativos à forma e ao estado da superfície dos grãos de quartzo são, como seria de esperar, denunciadores de uma multiplicidade de agentes de transporte. De facto, misturam-se no mesmo sedimento grãos de quartzo com características de acção marinha, outros de origem fluvial e ainda outros com evidentes marcas de transporte eólico. Estes últimos provêm, certamente, de dunas litorais.

QUADRO XXXV

Amostra n.º	Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Biotite	Concreções ferruginosas	Composição argilosa (%)		
			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm				Caulinite	Ilite	Montmorilonite
431-20	100	vest.		SR-B	SA e A	rara		15	50	35	
431-14	90	10		SR-B e PB	SA e A	alg.		20	60	20	
431-13	97	3		SR-B	SA e A	alg.		25	55	20	
431-16	95	5		SR-B	SA e A	alg.	rara	20	60	10	
431-21	95	5		SA	A	alg.	×	20	50	30	
431-17	90	10		SR-B	SA e A	alg.	alg.	15	60	25	
431-30	98	2		SR-B e RM	A	ab.		15	35	50	
431-15	100	vest.		SR-PB	SA e A	alg.	alg.	15	50	35	
431-25	85	15	R-PB	SR-B e RM	SA e A	ab.	ab.	45	45	10	
431-26	90	10		SR-PB	SA e A	ab.	alg.	25	65	10	

No mesmo quadro está patente a importância dos detritos micáceos, constituídos por biotite e moscovite. A abundância de palhetas de mica, em especial de biotite, revela que estes sedimentos são herança directa das rochas do maciço antigo; é compatível com o carácter fino dos depósitos, evidentemente mais propícios à deposição daquelas filites.

Ao analisar o que se passa com a composição da fracção argilosa, onde a ilite parece ter maior importância, seguida de montmorilonite e da caulinite, é necessário entrar em linha de conta com a sobreposição existente, no difractograma, da ilite e dos minerais micáceos. Este facto faz com que a percentagem da ilite pareça superior ao que na realidade é. Assim, não hesitámos em paralelizar esta composição argilosa, que se afigura semelhante em toda a espessura da série, com a associação característica dos sedimentos do complexo de Archino e equivalentes.

Além do que se disse acerca da biotite, ressalta a abundância de zircão (Quadro XXXVI) e a presença de silimanite, praticamente inexistente nos depósitos continentais mencionados anteriormente. O cortejo de turmalina-andalusite-estaurolite está bem representado. O mesmo não sucede com o cortejo de granada-epidoto; embora presente, está relativamente empobrecido. Existem, ainda, outras espécies minerais que pouco dizem devido a fraca representação. Os dois cortejos aludidos são conhecidos, respectivamente, nos depósitos miocénicos da bordadura ocidental, essencialmente quartzosos e caulíferos (complexo de Ota e Camarnal) e nos de carácter arcóico (complexo de Archino).

QUADRO XXXVI

Amostra n.º	Turmalina	Andalusite	Estaurolite	Silimanite	Granada	Epidoto	Zircão	Brequite	Anatase	Rútilo	Apetite	Esfena	Biotite
431-16	59	10	6	3	2	5					1		8
431-21	53	15		5		6	38	2	1				
431-30	55	28	1	2	2	4	4	1		1		1	
431-15	39	18	3	4	6		8			1			21
431-25	31	18	5			3	2	2	1		1	1	26

Os resultados apresentados mostram a continuação para sul, até a zona vestibular, dos mesmos materiais responsáveis pela sedimentação nas zonas situadas mais a norte, isto é, daquela dualidade de origens, com a diferença de, enquanto a montante os dois complexos se mantêm mais ou menos separados, a juzante, na zona vestibular, mais apertada, os materiais misturam-se num complexo único com características comuns aos dois. São os minerais pesados os elementos que melhor patenteiam este facto.

À dualidade de origens considerada — o Belasiano, a ocidente, e o maciço antigo, a oriente — é necessário acrescentar outra fonte de alimentação dos sedimentos terrígenos do Miocénico de Lisboa. Esta última deve ser responsável pela persistência de espécies minerais como a silimanite e o zircão. Estes constituintes podem provir da orla sul e oriental da bacia, onde as rochas do substrato antigo são ricas destes minerais.

A homogeneidade das características sedimentológicas do Miocénico, nos aspectos fundamentais (excepção feita às variações próprias das diversas fácies), não permite, pela nossa parte, e com base nos métodos usados, estabelecer subdivisões estratigráficas. De facto, quer a série continental situada a norte de Vila Nova da Rainha, quer a série de Lisboa, estão nestas condições.

No que se refere à evolução do clima, durante o período considerado, preferimos dar a palavra à paleontologia que, na região, possui bastantes elementos para tal. Quanto a nós, apenas conseguimos pôr em evidência variações importantes ao nível dos grandes tipos climáticos.

Ao terminar o capítulo relativo ao Miocénico da margem direita do Tejo, podemos, uma vez tratadas as principais unidades parcelares, retomar algumas considerações relativas ao conjunto.

A extensão e espessura do complexo lacustre pressupõe uma acalmia tectónica suficientemente duradoura, capaz de permitir a manutenção das condições necessárias ao processo de sedimentação em causa, essencialmente químico. A subsidência é, na região, factor constante, pelo menos (no capítulo que de momento nos interessa focar) desde o início do Miocénico até depois da deposição do lacustre. O referido fenómeno de deformação deve ter-se caracterizado por grande lentidão e acentuada regularidade.

A substituição do regime fluvial detrítico pelo lacustre só pode explicar-se tectonicamente. É necessário admitir a existência de um obstáculo surgido na parte terminal da zona de drenagem, impedindo o escoamento, para o mar, dos materiais, inclusivamente dos produtos em solução nas águas. Com efeito, em regime exorreico franco não haveria condições propícias à sedimentação de calcários.

O obstáculo mencionado podemos imaginá-lo na elevação epirogénica da zona terminal citada, de que faria parte a região de Lisboa. Assim, como se disse atrás, outras áreas, a oriente, continuam exorreicas; seriam apenas elas as fornecedoras das séries sedimentares da área vestibular, deslocada mais para sul.

A formação dos materiais grosseiros, brechóides, da base do complexo lacustre, na zona marginal dos maciços mesozóicos, poderia relacionar-se com os citados movimentos tectónicos.

Não é necessário invocar modificações climáticas profundas para explicar o aparcimento do complexo lacustre. É certo que o regime de savana, sugerido pela fauna de *Hipparion*, parece indicar modificação climática no sentido da aridez. Basta supor que, na altura, as condições de humidade e temperatura eram suficientes para promover a dissolução dos maciços calcários e o escoamento de águas ricas de bicarbonato de cálcio até as zonas baixas e inundáveis, onde se deu a reprecipitação. O ambiente das áreas pantanosas está na base da formação de ólitos e písólitos ferruginosos, originados a partir dos óxidos férricos da «terra rossa».

Qualquer das muitas variantes de clima temperado poderia ter presidido aos fenómenos verificados; além disso, estas condições climáticas explicam os fenómenos de arenização do soco antigo revelados através do estudo sedimentológico.

## III

## PLIO - PLISTOCÉNICO

Na sequência do plano de trabalho, mantivemos, em relação aos terrenos considerados pliocénicos, a mesma ordem dos capítulos anteriores. Assim, procurámos pesquisar, sistematicamente, as características sedimentológicas dos depósitos figurados como Pliocénico na cartografia geológica existente. Uma vez na posse dos resultados, escolhemos critérios de separação estratigráfica que aplicámos a outras regiões, ainda não cartografadas.

## 1 — Descrição geológica

De modo geral, os terrenos ditos pliocénicos reduzem-se a pequenas manchas. Os mais meridionais, ligados à bacia hidrográfica do Tejo, situam-se na região de Sintra e Mem Martins. Trata-se de depósitos arenosos, assentes na superfície de cerca de 200 m de altitude. O «Pliocénico» só volta a encontrar-se, muito mais para norte, na região de Vila Nova da Rainha e de Vale do Paraíso, onde é formado por depósitos areníticos avermelhados, coroando os cumos das colinas mais importantes, como Charneca (98 m), Rocha (110 m), Paulino (105 m), Seixal (107 m), etc..

A extensão destes depósitos torna-se maior para norte. O escavamento de algumas linhas de água mais importantes pôs a descoberto terrenos miocénicos subjacentes. Está neste caso a grande mancha que se estende de Azambuja, por Cartaxo e Setil, até Vale de Santarém <sup>(1)</sup>, com importantes e recortados prolongamentos para oeste, como, por exemplo, o que se estende até para lá de Aveiras de Cima, ou, o que quase atinge Almoester. Há ainda pequenos retalhos dos mesmos depósitos, a oeste desta grande mancha, dela separados pelos caprichos da erosão. O mesmo acontece à mancha de Portela das Padeiras, a NNW de Santarém, separada da mancha principal pelo vale do rio Maior. Mais para norte, situam-se os pequenos retalhos de Alcanhões e de Vale de Figueira, conservados no topo dos interflúvios principais.

Em linhas gerais, pode afirmar-se que a superfície (suporte da cobertura detrítica pós-lacustre) inclina suavemente para leste ou ESE. De facto, ao passo que a oeste a base dos depósitos oscila na vizinhança de 100 metros de altitude, a leste, encontra-se muito mais baixa, entre 20 e 30 metros <sup>(2)</sup>.

Em Rio Maior os depósitos de areias, lignitos e diatomitos <sup>(3)</sup>, que têm sido atribuídos quer ao Pliocénico quer ao Vilafranquiano, apresentam-se afundados entre falhas, num compartimento tectonicamente deprimido e, por isso, protegidos da erosão. Estes depósitos apresentam afinidades evidentes com os sedimentos ditos pliocénicos das manchas antes referidas; todavia, possuem outras características que lhes conferem fâcies particular. Depósitos idênticos existem em Vale de Santarém e em Serra do Meio (Tomar).

<sup>(1)</sup> O jazigo de areias finas, com intercalações de argilas com vegetais e lignitos, de Quinta da Marquesa da Ribeira Grande, está conservado em pequena depressão tectónica.

<sup>(2)</sup> Como já foi referido esta superfície encontra-se, às vezes, abarrancada, como por exemplo, na área do Setil.

<sup>(3)</sup> P. CHOFFAT [1917], in O Serviço Geológico de Portugal de 1915 a 1917, dá notícia da descoberta de terra de diatomácias (*tripoli, guhr, Kieselgur*) no «Miocénico lacustre» de Rio Maior, associada com depósitos de «linhites e de paus fósseis».

Voltaremos a este assunto, com mais pormenor, quando oportunamente tratarmos do estudo sedimentológico respectivo.

Em 1938, P. LEFÉBURE <sup>(1)</sup> apresentou os resultados do estudo que realizou sobre os diatomitos de Rio Maior. Na opinião do autor, aquela flora de algas unicelulares indica, para o respectivo depósito, idade compatível com os últimos tempos do Pliocénico ou com o Quaternário.

Apoiado nas suas observações e nos elementos fornecidos por LEFÉBURE, G. ZBYSZEWSKI [1943] <sup>(2)</sup> admite que os depósitos de lignitos e de diatomitos de Rio Maior datam do Pliocénico superior (Vilafranquiano) ou do Quaternário antigo; todavia, inclina-se mais para a primeira daquelas idades por comparação com depósitos semelhantes da península de Setúbal.

Referindo-se às fases de deformação que originaram a bacia tectónica de Rio Maior, ZBYSZEWSKI fornece a seriação seguinte:

- 1 — A formação da fossa de Rio Maior deve ter-se dado posteriormente ao Oligocénico e anteriormente ao horizonte Miocénico de Ota;
- 2 — Seguiram-se novas deformações no final do Miocénico, antes da deposição dos calcários pontianos;
- 3 — Novos movimentos tiveram lugar entre o Pontiano e o Pliocénico;
- 4 — Finalmente, deformações posteriores à deposição dos diatomitos são responsáveis pela estrutura sinclinal do depósito.

No mesmo ano, CARLOS TEIXEIRA <sup>(3)</sup> descreveu um exemplar de palmeira do género *Sabal*, proveniente dos lignitos de Rio Maior. Segundo o autor esta planta indica zonas baixas, pantanosas e húmidas e temperatura relativamente elevada.

Outro trabalho, relativo à flora dos diatomitos da mesma região, foi apresentado por A. ANDRADE DA SILVA, em 1946 <sup>(4)</sup>. Um ano antes, este autor dera breve notícia da mesma flora <sup>(5)</sup>.

Trata-se, fundamentalmente, de um estudo sistemático deste interessante grupo botânico. Não se tiram quaisquer conclusões de ordem estratigráfica. O que mais importa reter do trabalho de ANDRADE DA SILVA é a coexistência de espécies de água doce e de água salgada. Este facto levou-o a admitir a possibilidade de se terem dado consideráveis infiltrações marinhas em Rio Maior.

A idade vilafranquiana, dos lignitos e diatomitos desta região, é mais uma vez proposta por G. ZBYSZEWSKI na notícia explicativa da Carta Geológica, na escala de 1/50 000, de Caldas da Rainha. Os argumentos paleontológicos de que este autor se serve são as floras de diatomáceas (LEFÉBURE e ANDRADE DA SILVA), as análises polínicas realizadas por MONTENEGRO DE ANDRADE <sup>(6)</sup> e determinações de restos vegetais efectuadas por C. TEIXEIRA.

<sup>(1)</sup> P. LEFÉBURE — Note sur un dépôt à Diatomées d'eau douce de Rio Maior (Portugal). *Bulletin de la Société Française de Microscopie*. Vol. VII, pp. 53-56. Paris, 1938.

<sup>(2)</sup> G. ZBYSZEWSKI — Une reconnaissance géologique dans la région de Rio Maior: l'âge des lignites du gisement d'Espadanal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. 24, pp. 3-21. Lisboa, 1943.

<sup>(3)</sup> C. TEIXEIRA — Sobre a existência de palmeiras do género «Sabal» no Pliocénico português. *Boletim da Sociedade Portuguesa de Ciências Naturais*. Vol. 14(28), pp. 135-138. Lisboa, 1943.

<sup>(4)</sup> A. ANDRADE DA SILVA — Diatomáceas fósseis de Portugal. Jazigos de Rio Maior, Obidos e Alparça. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*. Vol. VI (1-2), pp. 5-166. Porto, 1946.

<sup>(5)</sup> A. ANDRADE DA SILVA — Notas sobre as diatomáceas fósseis de Rio Maior. *Boletim da Sociedade Broteriana*. Vol. XIX (2.ª Série), pp. 565-567. Coimbra, 1945.

<sup>(6)</sup> M. MONTENEGRO DE ANDRADE — Estudo polínico de algumas formações turfo-lignitosas portuguesas. *Anais da Faculdade de Ciências do Porto*. Vol. 29, pp. 89-95. Porto, 1944.

O último trabalho relacionado com os terrenos da bacia de Rio Maior, à altura em que escrevemos estas linhas, é da autoria de G. ZBYSZEWSKI (1).

Estes depósitos, que têm sido atribuídos pelo mesmo autor ao Quaternário antigo («Vilafranquiano»), encerram, agora, «uma flora tipicamente pliocénica», não obstante os elementos paleontológicos continuarem a ser os mesmos de que se dispunha anteriormente.

O mais recente estudo palinológico, alusivo aos depósitos de Rio Maior, deve-se a FILOMENA DINIZ (2).

As espécies encontradas não contradizem a opinião dos autores que, anteriormente, atribuíram aquelas formações ao Pliocénico, não sendo ainda possível fornecer maior precisão estratigráfica. Mais significativos parecem ser os elementos capazes de contribuir para a reconstituição paleoclimática, fornecidos pelo conjunto da flora regional existente. Assim, segundo F. DINIZ, quase não está representada flora de carácter tropical, pelo que a humidade e o calor não devem ter sido os factores predominantes do clima. Por outro lado, a presença de *Pinus maritima*, *Pinus edulis*, *Quercus suber*, *Quercus ilex* e a importante percentagem de herbáceas heliófilas e de ericáceas conduz a autora a admitir clima de tendência mediterrânea ou submediterrânea, numa paisagem de vegetação aberta. Estas condições climáticas mantêm-se, pelo menos, durante a deposição da espessura de sedimentos observados (os 20 metros do topo dos diatomitos).

Os depósitos areníticos, pós-lacustres, atribuíveis ao Pliocénico, tornam-se raros na parte norte da região considerada neste capítulo. Os retalhos assinalados (pequenas manchas, muito recortadas pela erosão), situam-se ao longo da orla ocidental da bacia terciária, entre Zibreira e Assentiz. Trata-se de sedimentos arenítico-conglomeráticos, argilosos, cujos elementos grosseiros são exclusivamente siliciosos, assentes sobre bancadas de calcário lacustre.

As altitudes a que se situa a base destes depósitos, nos vários retalhos observados, são as seguintes: Areais (Zibreira) — 110 m; Casais Martanes — 100 m; Pedrógão — 120 m; Alqueidão — 100 m; V. G. de Pena (Assentiz) — 160 m. É muito provável que a cartografia de pormenor venha a revelar a presença de outras pequenas manchas, isoladas, daquela cobertura detritica.

Na região de Tomar que, pelas razões expostas, estudámos com mais pormenor, os depósitos atribuíveis ao Pliocénico estão representados por uma série de retalhos alinhados, sensivelmente, na direcção norte-sul, entre o V. G. de Agudo (a N de Cem Soldos) e o V. G. de Outeiros Rachados (a NW de Carregueiros). Estes depósitos coroam os cimos dos relevos mais proeminentes, constituindo uma linha de alturas entre os vales do Nabão e da ribeira de Chão de Maçãs.

Trata-se de depósitos areníticos e argilosos, de tonalidades avermelhadas e amareladas, com cascalheiras de elementos sub-rolados de quartzo e de quartzito. Esta cobertura, com 30 ou 40 metros de espessura, assenta sobre a superfície definida pelo topo dos calcários lacustres e acompanha a inclinação desta que, na região, parece ser dirigida sensivelmente para sul. De facto, a base dos depósitos pliocénicos encontra-se a 210 metros de altitude, a norte, e apenas a 140 metros, a sul. Existe pois um desnível de, mais ou menos, 70 metros para a distância horizontal de cerca de 7 quilómetros, o que corresponde ao declive, bastante acentuado, de aproximadamente 1/100.

Ainda na região de Tomar, considerámos nesta rubrica os depósitos do mesmo tipo, discordantes sobre o maciço antigo, e que constituem um pequeno retalho na

(1) G. ZBYSZEWSKI — Estudo geológico da bacia dos lignitos de Rio Maior. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço do Fomento Mineiro*. Vol. XVII, fasc. 3-4, pp. 5-105. Porto, 1967.

(2) F. DINIZ — Note préliminaire sur la flore pollinique du gisement d'Espadanal, à Rio Maior (Portugal). *Pollen et Spores*. Vol. VII, n.º 2, pp. 373-380. Paris, 1965.

margem direita do Zêzere, a norte de Castelo do Bode. Aqui, a superfície que lhes serve de suporte encontra-se a cerca de 200 m de altitude. Formações semelhantes existem a norte e nordeste de Vila Nova da Barquinha, prolongando-se para leste, onde constituem retalhos maiores ou menores ao longo da margem norte do Tejo, até à Beira Baixa. Para sul, depósitos idênticos ocupam a maior parte da área da bacia terciária, atingindo aí o máximo desenvolvimento, quer em extensão, quer em espessura.

Com a fácies característica dos depósitos de Rio Maior, (areias finas e diatomitos) encontra-se ainda, na região, o pequeno retalho de Serra do Meio, conservado no fundo de pequeno alvéolo tectónico.

## 2 — Estudo sedimentológico

Os materiais pliocénicos caracterizam-se, quanto à composição fundamental, pela ausência sistemática da fracção carbonatada, sendo variáveis as percentagens dos componentes arenosos e silto-argilosos, cujos valores estão expressos no Quadro XXXVII.

O estudo sedimentológico permite distinguir, no conjunto das formações usualmente reunidas sob a designação geral de Pliocénico continental, dois grupos fundamentais.

O primeiro, constituído por arenitos argilosos, grosseiros, geralmente avermelhados, com lenticulas de argila e intercalações de leitos de calhaus rolados. Estes depósitos coroam os planaltos ou os relevos residuais pertencentes ao mesmo conjunto geológico. Têm, como veremos, características de transporte e de sedimentação fluviais.

O segundo grupo, de idade posterior à do primeiro, é formado por areias finas, de tonalidades variadas, muito bem calibradas, leitos de argila e de diatomitos, com lignitos interestratificados. Grande parte dos elementos detríticos destes depósitos é, seguramente, formada por areias marinhas eolizadas, transportadas pelo vento e depositadas em ambiente fluvio-lacustre. Estão nestas condições os depósitos de Rio Maior, de Vale de Santarém e de Serra do Meio.

Como não temos elementos para discutir a idade destes dois tipos de formações, aceitamos a cronologia tradicional, que designa por Pliocénico os depósitos, essencialmente detríticos, pós-lacustres e anteriores aos terraços quaternários. Não queremos, todavia, deixar de realçar que as únicas formações fossilíferas (vegetais) são as de Vale de Santarém, de Rio Maior e de Serra do Meio (Tomar), todas elas incluídas no referido segundo grupo, isto é, no conjunto de sedimentos de fácies fluvio-lacustre com areias eolizadas. Tanto quanto sabemos, nunca foram encontrados fósseis nos depósitos referidos no primeiro conjunto, ou seja nos de carácter unicamente fluvial.

As camadas de Vale de Santarém foram sempre atribuídas a esta idade. Todavia, as de Rio Maior, pliocénicas, na opinião de C. TELXEIRA, têm sido consideradas ora pliocénicas ora vilafranquianas, no decurso dos vários trabalhos que G. ZBYSEWSKI lhes dedicou.

### A — DEPÓSITOS DE FÁCIES FLUVIAL

Incluimos neste capítulo, além dos materiais provenientes da margem direita, duas amostras colhidas nos depósitos areníticos da serra de Almeirim, na margem esquerda do Tejo, dado o interesse que há em comparar os depósitos situados de um e de outro lado deste rio. Algumas das principais características sedimentológicas estão resumidas no Quadro XXXVIII. No que se refere às proporções relativas de quartzo e feldspato, parece poderem distinguir-se dois sub-grupos, um representado pelas formações mais a oriente e a sul, isto é, viradas ao maciço antigo, outro, acantonado nas proximidades da bordadura mesozóica, evidenciando o carácter essencialmente quártzico das fontes de alimentação mais próximas.

QUADRO XXXVII

Amostra n.º	Localização	Classificação de campo	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa
416-1	Mem Martins (Sintra)	areia fina, argilosa, alaranjada	76,7	23,3
376-11	V. G. de Charneca (Vila Nova da Rainha)	arenito de grão grosseiro a médio, avermelhado	79,6	20,4
377-1	1000 m a NNE de Azambuja (topo)	arenito de grão muito fino, argiloso, amarelo-ocre	59,5	40,5
377-2	idem, cam. inf. à referente à amostra 377-1	arenito de grão fino a médio, argiloso, castanho-avermelhado	81,1	18,9
377-3	idem, cam. inf. à referente à amostra 377-2 (base)	areia grosseira, castanho-avermelhada	87,5	11,7
377-6	Setil	arenito de grão médio, pouco argiloso, branco	81,8	18,2
364-2	Cartaxo	arenito de grão grosseiro, argiloso, avermelhado	76,6	22,4
364-3	Vale de Santarém (estação da C. P.)	argilito negro com vegetais	31,7	68,3
364-4	idem	argilito esverdeado com vegetais	8,4	91,6
364-5	idem	areia fina, amarelada-clara	93,8	6,2
364-6	idem	areia fina argilosa, amarelada	84,6	15,4
364-7	idem	argilito compacto acinzentado	3,0	97,0
365-1	600 m a W do V. G. de Almeirim	arenito de grão fino a médio, argiloso, avermelhado	74,2	25,8
365-2	250 m a W do V. G. de Almeirim	arenito de grão grosseiro, pouco argiloso, vermelho	82,3	17,7
352-8	Quinta da Fani (Santarém)	arenito de grão médio, argiloso, avermelhado	79,8	20,2
352-16	Quinta dos Anjos (Santarém)	arenito de grão grosseiro, argiloso, vermelho	90,0	10,0
352-17	idem	arenito de grão médio, argiloso, vermelho	92,4	7,6
352-18	Portela das Padelras (Santarém)	arenito de grão médio, argiloso, amarelado	85,3	14,7
339-1	750 m a SSE de Ponte Branca (Rio Maior)	areia fina, branca, pouco argilosa	92,7	7,3
339-2	idem, cam. sup. à referente à amostra 339-1	areia fina amarelada, pouco argilosa	87,5	12,5
339-3	idem, cam. sup. à referente à amostra 339-2	calhaus do topo		
339-4	250 m a W de Bogalhos (Rio Maior)	diatomito levemente arenoso		
339-10	Mina do Espadanal (muro do diatomito)	areia fina, amarelada-clara	98,9	1,1
339-11	Bastio (Rio Maior)	argilito branco-amarelado	13,4	86,6
339-13	Abum	diatomito		
320-12	Casal do Nunes (Castelo do Bode)	arenito de grão médio, argiloso, amarelado	61,6	38,4
320-14	1000 m a NW do V. G. Barreiro (Santa Cita, Tomar)	cascalheira intercalada em arenito argiloso		
310-2	500 m a N do V. G. de Outeiros Rachados (Tomar)	argilito arenoso, avermelhado	28,7	71,3
310-4	V. G. de Outeiros Rachados	arenito de grão médio a grosseiro, argiloso, avermelhado	76,9	23,1
310-4a	idem	calhaus contidos em 310-4		
310-5	400 m a NE do V. G. de Outeiros Rachados	arenito de grão médio, argiloso, vermelho	63,2	36,8
310-12	200 m a S do V. G. de Outeiros Rachados	arenito de grão médio a fino, argiloso, amarelado	79,3	20,7
310-26	1000 m a WSW de Vale de Figueiras (Tomar)	arenito de grão fino, argiloso, avermelhado	38,4	61,6
310-31	200 m a SW de Vale de Figueiras	arenito de grão grosseiro, argiloso, rosado	89,5	10,5
310-36	750 m a S de Vale de Figueiras	arenito de grão médio, argiloso, amarelo-acastanhado	68,4	31,6
310-36a	idem	calhaus contidos em 310-36		
310-79	1000 m a ENE de Serra do Meio (Tomar)	diatomito		
310-80	idem	areia média a fina, amarelada	89,8	10,2
317-1	2 km a SE de Ataija de Cima (Alcobaça)	areia média a fina, amarelada	98,7	1,3

As características morfológicas dos grãos de quartzo, geralmente de tipo sub-rolado, pouco brilhante (Est. XVI, figs. 1 e 5), próprias de regime fluvial, associa-se às vezes outra, denunciadora de presumível corrosão em condições de clima quente e húmido.

QUADRO XXXVIII

Amostra n.º	Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Biotite	Composição argilosa (%)	
			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm			Caulinite	Ilite
376-11	80	20	SR-B	SA-B	SA e A	alg.	alg.	75	25
377-1	85	15	SR-PE	SR-PB	SA e A	ab.	ab.	50	50
377-2	80	20	SR-PE	SR-B	SA e A	alg.		85	15
377-3	80	20	SR-PE	SR-B	SA	rara		85	15
377-6	80	20	SR-PE	SR-B	SA e A	rara		95	5
364-2	90	10	SR-PE	SR-PB	SA	rara		100	vest.
365-1	70	30	SR-PE	SA-B	A	alg.		60	40
365-2	100	vest.	SR- cariadados		A	alg.		80	20
352-8	97	3	SR-PE	SR-PB	SA			60	40
352-16	95	5	SR-PE	SR-PE	SA e A	rara		65	35
352-17	98	2	SR-PE	SR-PB	SA e A			70	30
352-18	97	3	SR-PE	SR-PB	SA e A	rara		70	30
320-12	85	15	SR-PE	SR-PE	SA e A	alg.		55	45
310-2	100		SR-PE	SR-PB	SA e A	alg.		75	25
310-4	100	vest.	SR-PE	SR-PB	SA e A	rara		90	10
310-5	100		SR- cariadados		SA e A			85	15
310-12	100		SR- cariadados		SA e A			95	5
310-26	100	vest.	SR-PE	SR-PB e B	SA e R-B			70	30
310-31	100	vest.	SR- cariadados		SA e A			90	10
310-36	100	vest.	SR- cariadados		SA e A			100	vest.

De facto, algumas amostras revelam grande quantidade de grãos de quartzo com corrosões pontuais ou vermiculares, preenchidas por óxidos de ferro, comuns em regiões quentes e húmidas. Não contêm praticamente feldspato, facto que parece indicar certa intensidade dos processos de meteorização.

De modo geral, a moscovite está patente nestes sedimentos, independentemente da granulometria dos mesmos. Este facto atesta o carácter mais ou menos torrencial dos depósitos, pois que, em condições de drenagem calma, a selecção natural de calibres rarefaz a percentagem de palhetas de mica nos sedimentos grosseiros, acumulando-a, de preferência, nos locais próprios à sedimentação de materiais finos.

A abundância de biotite nos depósitos da região da Azambuja (mais ricos também de feldspato), leva a admitir, ou a existência de afloramentos granítico-gnáissicos na vizinhança imediata, ou a redeposição de materiais arrancados à série arcósica miocénica da região. O carácter biotítico já se não encontra no Setil, embora aqui a percentagem de feldspato continue a ser relativamente grande.

O mineral predominante da fracção argilosa é a caulinite (figs. 8 e 10, do texto; Est. XIV, fig. 1), o que constitui talvez uma das características principais destes sedimentos. As condições de hidrolização intensa, necessárias à produção maciça de caulinite, não deixam qualquer dúvida sobre o carácter francamente mais quente e húmido do clima correlativo destes depósitos, quando comparado com o que presidiu à formação da série miocénica. Acompanham-na, quase sempre, em menor percentagem, um ou outros minerais com cerca de 10 Å de equidistância basal, como ilite, sericite ou moscovite finalmente dividida. É natural que, ao lado de alguma ilite, haja de facto certa quantidade daquela mica, pois encontra-se com frequência nas fracções mais grosseiras.

No cortejo de minerais pesados (Quadro XXXIX) destaca-se a associação de turmalina-andalusite-estaurolite, acompanhada de outras espécies minerais com representação menos persistente, como distena, silimanite, zircão, rútilo, etc. Este cortejo é semelhante ao existente nos arenitos do Cretácico inferior, todavia não é de admitir que estes arenitos tenham sido a principal fonte de alimentação detrítica no ciclo pliocénico, pelo menos nas regiões mais afastadas da orla mesozóica. De facto, o comportamento dos depósitos inferiores (Miocénico detrítico e lacustre) destas zonas demonstra a participação evidente do maciço antigo e sugere, por assim dizer, o esgotamento das fontes detríticas do Cretácico. Também a importância e extensão do complexo lacustre presuppõe a existência do maciço calcário posto a nú ou, em grande parte, liberto da cobertura detrítica. Os pequenos grãos dos minerais pesados citados caracterizam-se pelo aspecto anguloso que apresentam. Este facto que, embora os não distinga dos seus congêneres cretácicos, é, no entanto, um carácter a reter na separação entre os dois complexos plio-pleistocénicos, apresentados neste capítulo.

QUADRO XXXIX

Amostra n.º	Turmalina	Andalusite	Estaurolite	Distena	Silimanite	Granada	Zircão	Broquite	Rútilo	Forma dos grãos	
										SA	A
364-2	42	35	12		10				1	×	×
352-16	76	21	2				1				×
310-2	87	10	1				1		1	×	×
310-4	73	11	13	2			1			×	×
310-5	80	7	10	1						×	×
310-12	74	12	10	1				1	1	×	×
310-26	79	16	3	1			1			×	×
310-31	73	6	18			1	2			×	×

Granulométricamente, confirma-se o carácter fluvial destas formações detríticas. Com efeito, o intervalo da variação dos valores representativos dos índices de calibragem comprovam-no amplamente, como se pode deduzir analisando os valores de  $QD\phi$ , compreendidos entre 0,6 e 1,3, ou os de  $So$ , variando entre 1,5 e 2,45 (Quadro XL; fig. 9-7 e 8A).

QUADRO XL

Amostra n.º	Md $\phi$	Md (mm)	QD $\phi$	So	Skq $\phi$
377-3	0,2	0,88	0,8	1,73	0,0
364-2	0,1	0,94	0,6	1,5	0,1
352-8	0,2	0,88	0,75	1,67	-0,05
352-16	-0,65	1,55	0,75	1,67	0,0
352-17	0,2	0,88	0,95	1,92	-0,05
320-12	0,7	0,62	1,0	2,0	0,0
310-4	-0,3	1,2	0,8	1,73	0,2
310-5	0,6	0,68	1,2	2,3	0,1
310-12	0,1	0,94	0,9	1,85	0,1
310-26	1,2	0,44	1,05	2,05	0,15
310-31	-0,6	1,5	1,0	2,0	0,1
310-36	1,2	0,44	1,3	2,45	0,2

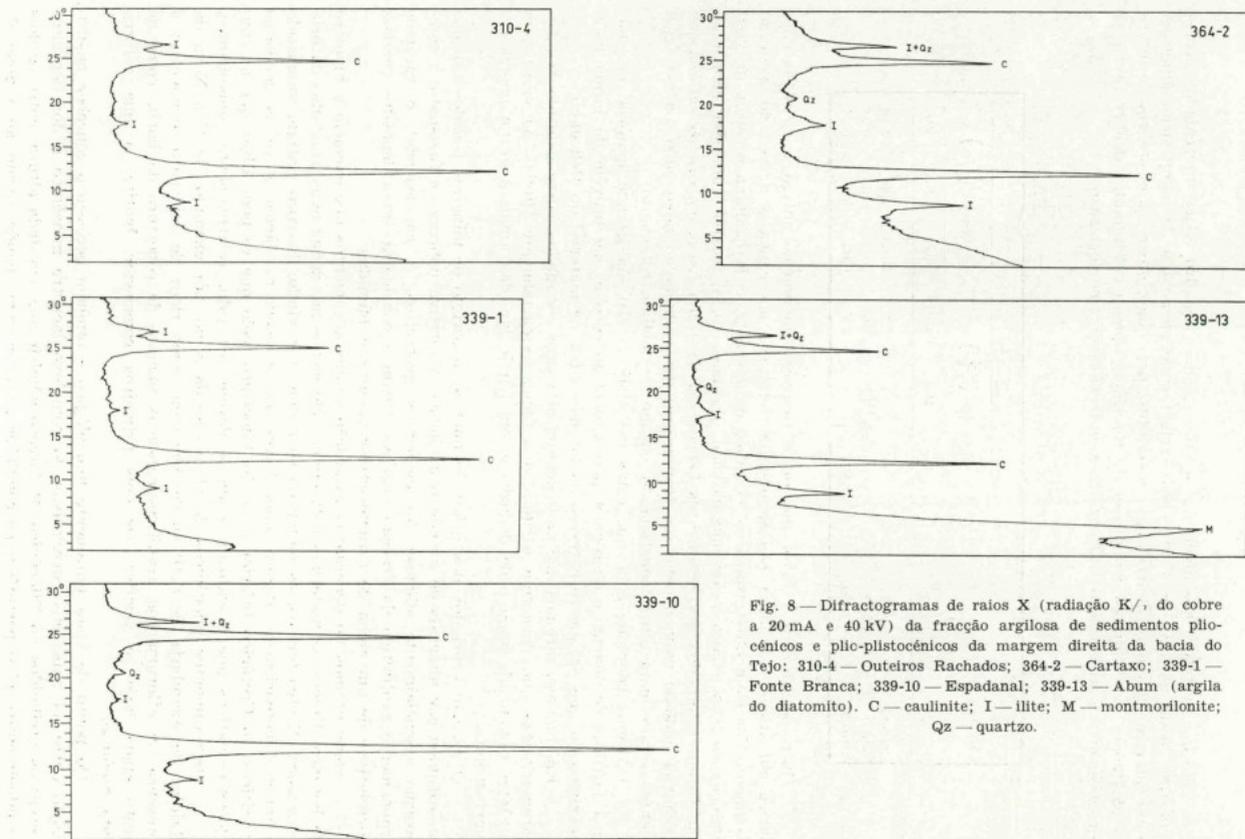


Fig. 8 — Difractogramas de raios X (radiação K $\alpha$ , do cobre a 20 mA e 40 kV) da fracção argilosa de sedimentos plio-cénicos e plio-plistocénicos da margem direita da bacia do Tejo: 310-4 — Outeiros Rachados; 364-2 — Cartaxo; 339-1 — Fonte Branca; 339-10 — Espadanal; 339-13 — Abum (argila do diatomito). C — caillinite; I — illite; M — montmorillonite; Qz — quartzo.

No que se refere aos níveis de calhaus rolados (Quadro XLI) intercalados nestes depósitos, pode garantir-se a presença exclusiva de elementos de composição siliciosa, como quartzo filoniano, quartzito ou metalidito, pelo que também, por esta via, se infere da existência de condições climáticas de tendência quente e húmida, desfavoráveis à conservação dos tipos petrográficos mais vulneráveis à meteorização.

QUADRO XLI

Amostra n.º	Composição petrográfica (%)			Morfometria					
	Quartzo	Quartzito	Metalidito	Achatamento $\left(\frac{L+1}{2E}\right)$			Desgaste $\left(\frac{2r_1}{L}\right)$		
				Min.	Med.	Más.	Min.	Med.	Más.
320-14	69	31	—	1,1	1,7	3,1	0,02	0,04	0,20
310-4	75	23	2	1,3	1,8	2,6	0,02	0,06	0,23
310-36	80	20	—	1,3	1,8	2,8	0,02	0,05	0,24

Outro argumento a favor da comparticipação do maciço antigo (sujeito às condições climáticas referidas) nos sedimentos detriticos em causa é dado pelo grau de rolamento dos elementos grosseiros. O índice de desgaste, cuja mediana se situa na vizinhanças de 0,05 e cujo valor máximo não ultrapassa 0,24, mostra que estes elementos não foram retomados dos sedimentos belasianos. Se assim fosse, embora os valores das medianas pudesse baixar, devido a fracturação dos calhaus no novo ciclo, os máximos manter-se-iam mais altos, beneficiando mesmo de melhor rolamento.

Podemos concluir, pois, que estas cascalheiras são, na grande maioria, originárias de filões de quartzo e de rochas quartzíticas do soco e que provêm de locais mais próximos do que os que forneceram os mesmos tipos de material do Belasiano.

Em resumo, diremos que os depósitos detriticos estudados neste capítulo reúnem características que permitem atribuí-los à fácies essencialmente fluvial, às vezes com carácter torrencial, como pode deduzir-se, em particular, das análises granulométrica e morfoscópica.

O aspecto «cariado» dos grãos de quartzo, o cortejo de minerais pesados (apenas constituídos por minerais de grande resistência), a relativa pobreza de feldspato, a composição essencialmente siliciosa dos elementos grosseiros, e, em especial, o carácter francamente caulínítico da fracção argilosa, levam a considerar estes depósitos fluviais correlativos de um clima de características quentes e húmidas.

Apresentámos no decurso da exposição alguns argumentos que excluem a hipótese de herança directa de materiais belasianos, pelo menos nas zonas mais afastadas da orla mesozóica. Nestes termos, os materiais só podem ter vindo do soco antigo, submetido a intensa meteorização. Parece, pois, haver convergência de fácies entre os depósitos detriticos do Cretácico inferior e os do Pliocénico, pelo que se pode dizer que as condições climáticas que presidiram a ambos devem ter sido, relativamente, semelhantes.

Os sedimentos pliocénicos de alguns locais como, por exemplo, de Vila Nova da Rainha, de Azambuja, de Setil ou de Almeirim, mais ricos de feldspato, denunciam a presença de afloramentos granítico-gnáissicos emersos da cobertura da bacia, como de resto ainda hoje se verifica. Os dois primeiros conservam biotite, o que reforça esta hipótese.

Do ponto de vista puramente morfológico é também necessário conceber modificação entre as paisagens correlativas do complexo lacustre miocénico e dos depósitos detriticos atribuídos ao Pliocénico. É forçoso admitir que, em dada altura, entre os dois acontecimentos, algo perturbou as condições de drenagem, pondo termo ao regime de

extensas zonas planas, permanentemente inundadas, e abrindo de maneira definitiva a saída para o mar.

A causa desta modificação de regimes não deve ser explicada por uma oscilação eustática positiva do nível de base geral, porque, sendo assim, seria natural encontrar uma série fluvio-marinha, o que se não verificou nunca.

A explicação das referidas modificações de drenagem e de sedimentação reside, por um lado, na profunda transformação do clima e, por outro, na muito presumível surreição do maciço antigo, posta em evidência pela importância dos depósitos detríticos equivalentes em toda a baixa bacia do Tejo, a oriente e a sul deste rio. Esta surreição do relevo antigo é concomitante de um afundamento na área da bacia, mais acentuado a leste da linha definida pelo actual vale do Tejo, entre Lisboa e Entroncamento. O alinhamento referido deve corresponder a grande acidente tectónico encoberto por depósitos.

Este acidente, referido por FREIRE DE ANDRADE [1933], pelo menos entre Lisboa e o Carregado, fora, já, apontado por P. CHOFFAT, em 1909, a propósito do grande sismo de Benavente. Segundo este autor, aquele acidente tectónico, coberto por depósitos ao longo do vale do Tejo, marca o contacto, em profundidade, entre o bordo ocidental da Meseta e a orla mesozóica. Os afloramentos de rochas do soco de Chamusca, Palma e Melides, são testemunhos daquele bordo.

Se existir, realmente, esta importante linha de fractura poderia explicar:

- a) o limite rectilíneo do complexo lacustre, coincidente com a direcção tectónica; de facto, em período anterior, o compartimento oriental, ou parte dele, mais soerguido pode ter limitado a progressão para leste, daquele complexo;
- b) a não correspondência dos complexos detríticos situados, frente a frente, numa e noutra margem do Tejo, como é o caso, por exemplo, do complexo de Portas do Sol, Santarém (infra-lacustre) e o de Almeirim (Pliocénico); com efeito, considerando, nesta altura, o abatimento do bloco oriental em relação ao ocidental, não só se explica o desencadear da drenagem exorreica da região como, também, a considerável espessura, na margem esquerda, do dito complexo Pliocénico.

Outro problema se levanta, neste momento: com qual das partes do complexo detrítico da margem esquerda se deverá paralelizar a delgada cobertura equivalente de depósitos detríticos de carácter fluvial da margem direita? Com a parte inferior (complexo das Fazendas de Almeirim, Mio-pliocénico, segundo ZBYSZEWSKI, 1953) ou com a superior (arenitos e cascalheiras roladas do planalto — Pliocénico superior — segundo o mesmo autor)?

Estamos em crer que o paralelismo stratigráfico se deverá fazer com a referida parte inferior. No início, a progressão, para oeste, dos materiais do soco foi facilitada em virtude de não ser ainda suficientemente acentuada a aludida subsidência do compartimento oriental. Alguns afloramentos de rochas antigas permaneciam ainda emersos e sujeitos à erosão. Além disso, não há semelhança possível entre os depósitos conglomeráticos dos planaltos da margem esquerda, particularmente abundantes, com elementos grosseiros e melhor rolados, e os da margem direita, pelo contrário, mais escassos, e cujos calhaus são mais finos e muito menos rolados. Na margem esquerda estas últimas características encontram-se na base da série (Complexo de Fazendas de Almeirim). Logo por baixo, podem observar-se, no fundo dos vales das ribeiras de Muge e de Lamarosa, depósitos semelhantes aos do Complexo das Portas do Sol (Miocénico), com lacuna evidente da série calcária lacustre.

## B — DEPÓSITOS COM AREIAS EOLIZADAS

Como se disse, incluímos sob esta designação os depósitos cujas características denunciam transporte eólico dos detritos arenosos e subsequente deposição nas mais variadas condições, nomeadamente em zonas lacustres, como o comprova a associação destas areias aos diatomitos. Estão neste caso as areias, argilitos, diatomitos e lignitos de Rio Maior, Vale de Santarém e de Serra do Meio. Pelo carácter eólico, embora não lacustre, incluímos também nesta rubrica o depósito de areias finas de Mem Martins (Sintra).

Ao referir acções eólicas, acentue-se, não queremos sugerir, de modo nenhum, condições climáticas como as das regiões áridas ou sub-áridas. A nossa linha de pensamento baseia-se no tipo de eolização próprio das regiões costeiras arenosas, em regime de dunas litorais. Neste sentido, e para justificar a origem dos materiais arenosos, analisámos as areias de Ataija de Cima, na vertente oeste da serra dos Candeeiros, relacionadas com a plataforma de Aljubarrota e respectivos depósitos arenosos, tradicionalmente atribuídos ao Pliocénico superior. A semelhança destas areias com as demais estudadas é, como se verá, flagrante.

Do Quadro XLII podem extrair-se os seguintes elementos:

- composição, essencialmente quartzosa das areias, sendo o feldspato, quase sempre, vestigial;
- os grãos de quartzo são, em geral, de tipo rolado e sub-rolado brilhantes (R-B e SR-B) e rolado e sub-rolado baços (R-M e SR-M) (Est. XVII, fig. 2);
- a moscovite é rara e está geralmente associada aos argilitos ou aos diatomitos; estes são ricos de frústulas de diatomáceas;
- a biotite não está representada;
- e, finalmente, a composição argilosa é essencialmente constituída por caulinite (fig. 8), acompanhada de muito pouca illite; nas camadas de diatomito existe, também, montmorilonite (figs. 8 e 10).

QUADRO XLII

Amostra n.º	Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Frústulas de diatomáceas	Composição argilosa (%)		
			>1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm			Caulinite	illite	Montmorilonite
416-1	100		R-B e R-M	R-B e R-M	R e SR-B			100	vest.	
364-3	95	5			R-B	alg.		70	30	
364-4	100				SA e A	rara		70	30	
364-5	100	vest.	R-B e R-M	R-B e R-M	R-B			100	vest.	
364-6	100		R-B e R-M	R-B e R-M	R e SR-B			100	vest.	
364-7	98	2		R e SR-B	SA e A	alg.		60	40	
339-1	100	vest.	R-M	R e SR-M	SR-B	rara		95	5	
339-2	98	2	R-M	R e SR-M	SR-B			90	10	
339-4	100	vest.	SR-B e R-M	SR-B e R-M	SR e SA-B	rara	ab.	45	20	35
339-10	100	vest.	R-B e R-M	SR-B e R-M	SR e A			80	20	
339-11	98	2		SR-PB	SA e A			80	20	
339-13						rara	muito ab.	50	20	30
310-79	100			R-B e R-M	SA e R-B	rara	ab.	80	5	15
310-80	100	vest.	SR-PB e R-M	SR-PB e R-M	SA e R-B	alg.		95	5	
317-1	100		R-M	SR-B e R-M	R-B			90	10	

Estes elementos permitem fazer algumas considerações de interesse. A quase exclusividade de quartzo nas areias está de acordo com a origem, essencialmente marinha, daqueles materiais, também posta em evidência pela morfoscopia dos grãos. Estas areias, inicialmente submetidas a desgaste e polimento marinhos (grãos R-B e SR-B) em praias litorais, foram, em seguida, retomadas pelo vento, em regime de dunas e assim progrediram para o interior. Durante o transporte eólico os grãos foram parcialmente despolidos, tendo adquirido o carácter baço ou «mate» (grãos R-M e SR-M) que conservam.

O transporte eólico é sobremaneira confirmado pela análise granulométrica (Quadro XLIII), que revela possuírem estas areias calibragem perfeitíssima ( $0,4 \geq QD\phi \geq 0,2$  ou  $1,3 \geq So \geq 1,15$ ), com distribuições rigorosamente simétricas ( $Skq\phi = 0$ ). Estes valores são característicos daquele tipo de transporte, particularmente selectivo (fig. 9 - 8B e 9).

QUADRO XLIII

Amostra n.º	Md $\phi$	Md (mm)	QD $\phi$	So	Skq $\phi$
416-1	1,7	0,31	0,3	1,23	0,0
364-5	2,0	0,25	0,2	1,15	0,0
364-6	1,9	0,27	0,2	1,15	0,0
339-1	1,8	0,29	0,35	1,25	0,0
339-2	1,1	0,46	0,3	1,23	0,0
339-10	1,8	0,29	0,2	1,15	0,0
310-80	1,1	0,46	0,4	1,3	0,0
317-1	1,8	0,29	0,35	1,25	0,0

A fracção argilosa, essencialmente caulínica, é herança local de sedimentos preexistentes ou da alteração argilosa do soco; esta é pouco provável, em virtude da importância da cobertura sedimentar preexistente e da posição ocidental das fontes de alimentação.

É interessante notar a presença de montmorilonite nos níveis com diatomáceas. Põe-se assim o problema desta argila ser de neoformação ou de herança puramente detritica. Se se tratasse de montmorilonite detritica, a sua presença não seria exclusivamente dos depósitos de diatomito; deveria aparecer em qualquer dos tipos de sedimentos. A neoformação argilosa exige águas de certo modo paradas, facto que pesa a favor da primeira hipótese.

Neste ambiente, a actividade das algas verdes na síntese clorofilina deve ter sido importante. Por outro lado, a proximidade imediata dos maciços calcários mesozóicos sugere a presença de carbonato e bicarbonato de cálcio nestas águas. Como se sabe, a absorção de anidrido carbónico da água, por parte destes organismos, conduz à precipitação do carbonato de cálcio e, eventualmente, do de magnésio, quando este existe. Nestes termos, como explicar a ausência total de calcário naquelas formações? Duas hipóteses surgem ao espírito, ou a evolução climática no sentido de maior secura, moderando a carsificação dos maciços calcários, ou a drenagem completa das massas líquidas, evitando a acumulação e concentração de substâncias em solução. Esta última explicação é menos plausível, tendo em conta as condições necessárias à proliferação das algas verdes aludidas. FILOMENA DINIZ [1965] <sup>(1)</sup>, baseando-se na análise polínica dos diatomitos de Espadanal (Rio Maior), conclui que as características climáticas predominantes não eram o calor e a humidade. Revela, pelo contrário, a presença significativa de espécies mediterrâneas, submediterrâneas e mesmo de outras

<sup>(1)</sup> F. DINIZ — *Op. cit.*

próprias de regiões relativamente áridas. Assim, inclinamo-nos de preferência para a primeira hipótese, admitindo a diminuição da actividade cársica. A imperfeita drenagem seria, contudo, suficiente para explicar a ausência de precipitação calcária.

O cortejo de minerais pesados (Quadro XLIV), formado por espécies relativamente ubíquistas, é composto pela associação de turmalina-andalusite-estaurilite-silimanite. Esta associação poucas indicações fornece, quanto à origem dos materiais; todavia, o carácter bem rolado de grãos de tão pequenas dimensões (a fracção utilizada neste estudo está compreendida entre 0,250 e 0,125 mm) só pode ter sido adquirido em praia litoral.

QUADRO XLIV

Amostra n.º	Turmalina	Andalusite	Estaurilite	Distena	Silimanite	Epidoto	Zircão	Rútilo	Apatite	Forma dos grãos			
										R	SR	SA	A
416-1	46	34	19				1			×	×		
364-3	40	47	9	1	1	1			1	×	×	×	
364-4	29	51	11		5		2	2		×	×	×	
364-5	36	47	12	1	4					×	×		
364-6	46	32	20		2					×	×		
364-7	45	41	13		1					×	×		×
339-1	42	54	4							×			
339-2	31	66	2		1					×			
339-4	35	58	6	1						×	×		
339-10	47	36	16							×			
339-11	37	30	25	9	1					×	×	×	×
310-80	82	10	7				1			×	×	×	
317-1	42	51	6				1			×	×		

Confirma-se, deste modo, a origem dos materiais arenosos a partir de extensas praias, tendo sido o vento o veículo transportador. A superfície de erosão de Aljubarrota, ainda atapetada, num ou noutro local, por depósitos marinhos litorais, marca a existência de um nível marinho alto (à volta de 200 m) e reforça a nossa convicção. O flanco ocidental da serra dos Candeeiros foi, como se sabe, arriba marinha. De encontro a ele se acumularam dunas alimentadas por areais cada vez mais extensos, à medida que progride o recuo do mar, anunciando o começo das oscilações eustáticas do Quaternário. As areias de Atafja de Cima são exemplo destas acumulações dunares.

Não é difícil admitir, nesta altura e nesta paisagem, a importância do processo de progressão dunar para leste, desde que exista passagem para o interior dos maciços calcários. De facto, as zonas deprimidas (relativamente às cumeadas da orla) constituiram portelas que permitiam comunicação directa do areal litoral com as regiões interiores da bacia terciária do Tejo. É o que acontece na área entre as serras de Aire e de Alvaiázere, testemunhado pelos depósitos de Serra do Meio (Tomar) e entre as serras dos Candeeiros e de Montejunto, permitindo a deposição das areias eólicas de Rio Maior <sup>(1)</sup> e de Vale de Santarém, por exemplo.

<sup>(1)</sup> Sondagens realizadas recentemente na bacia de Rio Maior revelaram a existência de fragmentos de bivalves marinhos (comunicação que nos foi feita, gentilmente, pelo Doutor G. ZBYSEWSKI). Este achado suscita algumas considerações. Pode ter havido penetração de braços de mar dentro da pequena bacia, principalmente sujeita a acumulação detrítica por via eólica. Esta hipótese coaduna-se com as observações de A. ANDRADE DA SILVA [1946] que revelaram a coexistência de diatomáceas de água doce e de água salgada. Outra hipótese, possível mas menos provável, seria a do acarreo pelo vento, a partir de litoral muito próximo.

As areias marinhas eolizadas de Mem Martins (Sintra), embora nada tenham de lacustre, são provávelmente contemporâneas do nível marinho de Aljubarrota.

Não desejamos tomar posição relativamente à idade das formações posteriores ao complexo lacustre miocénico, incluídas sob a rubrica geral de Plio-pleistocénico. Aguardamos que futuras descobertas paleontológicas significativas lancem luz sobre o assunto.

É evidente que admitimos balançamento suave da região da margem direita do Tejo com inclinação geral para ESE. Assim, os estratos deslocados da sua posição original encontram-se rebaixados junto àquela margem do rio. Nestes termos, aqueles depósitos baixos devem ser paralelizados com os mais altos que se localizam nos limites norte e ocidental da região, isto é, junto à orla mesozóica.

As formações com areias eolizadas são mais modernas do que as referidas anteriormente; podem corresponder ao Pliocénico superior ou ao início do Quaternário.

Paralelizamo-las, de acordo com a opinião de G. ZBYSZEWSKI, com os níveis detríticos grosseiros do planalto da margem esquerda, com os diatomitos de Alfarim (península de Setúbal) e Quinta do Jardim (Óbidos) e com as areias brancas, eolizadas, de Coima.

Tudo leva a crer que se operou importante modificação climática entre a deposição da série inferior, fluvial, reveladora de clima de tendência quente e húmida, e da série superior, compatível com climas mais secos.

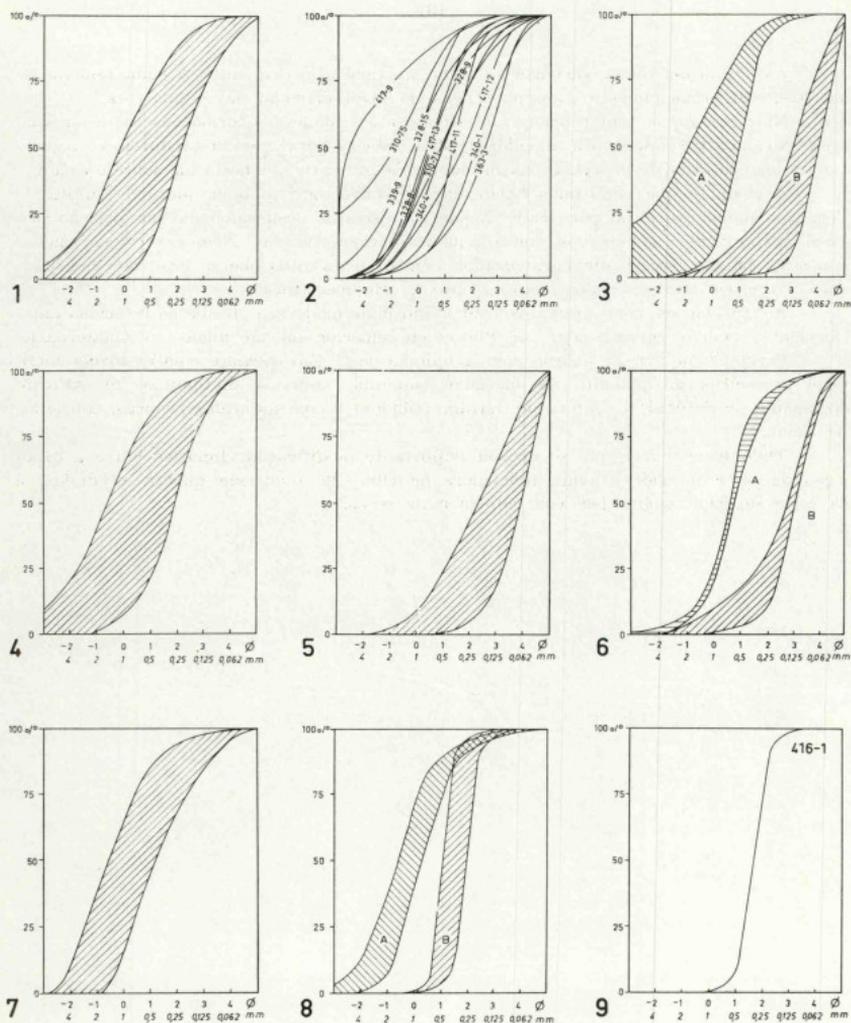


Fig. 9 — Granulometria da fracção arenosa dos depósitos da margem direita da bacia do Tejo. Nos gráficos 2 e 9 figuram-se, individualmente, as curvas acumulativas a que se referem os números das respectivas amostras. Nos gráficos restantes figuram-se as áreas ocupadas pelo conjunto das curvas acumulativas correspondentes: 1 — arenitos cretácicos (belasianos) da orla ocidental da bacia; 2 — formações detriticas paleogénicas; 3 — Miocénico detritico de Santarém — arenitos (A) e argilitos (B); 4 — arenitos miocénicos da região de Tomar; 5 — Miocénico argilo-margoso de Tomar; 6 — níveis de areias (A) e de argilas (B) intercalados nos calcários lacustres; 7 — arenitos plio-pleistocénicos (fluviais) da região de Tomar; 8 — arenitos fluviais (A) e areias colizadas (E) plio-pleistocénicos da região de Santarém — Rio Maior; 9 — areias marinhas colizadas de Mem Martins (Sintra).

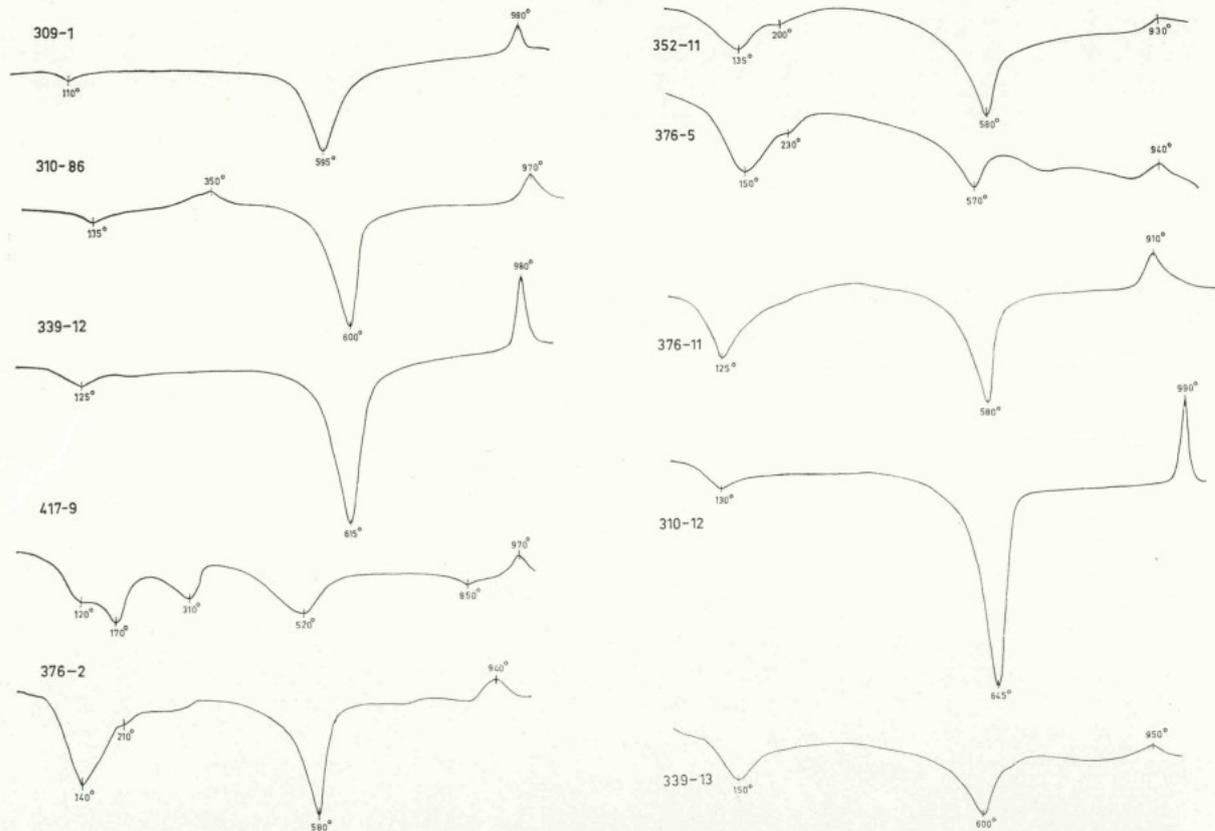


Fig. 10 — Curvas de análise térmica diferencial da fracção argilosa de sedimentos da margem direita da bacia do Tejo. 309-1 (Vila Nova de Ourém), 310-86 (Fungalvaz) e 339-12 (Alto da Serra, Rio Maior) — Cretácico; 417-9 (Paiã) e 376-2 (Ota) — Paleogénico; 352-11 (Santarém) e 376-5 (Vila Nova da Rainha) — Miocéneo; 310-12 (Outeiros Rachados) e 339-13 (Abum-argila do diatomito) — Plio-plistocénico.

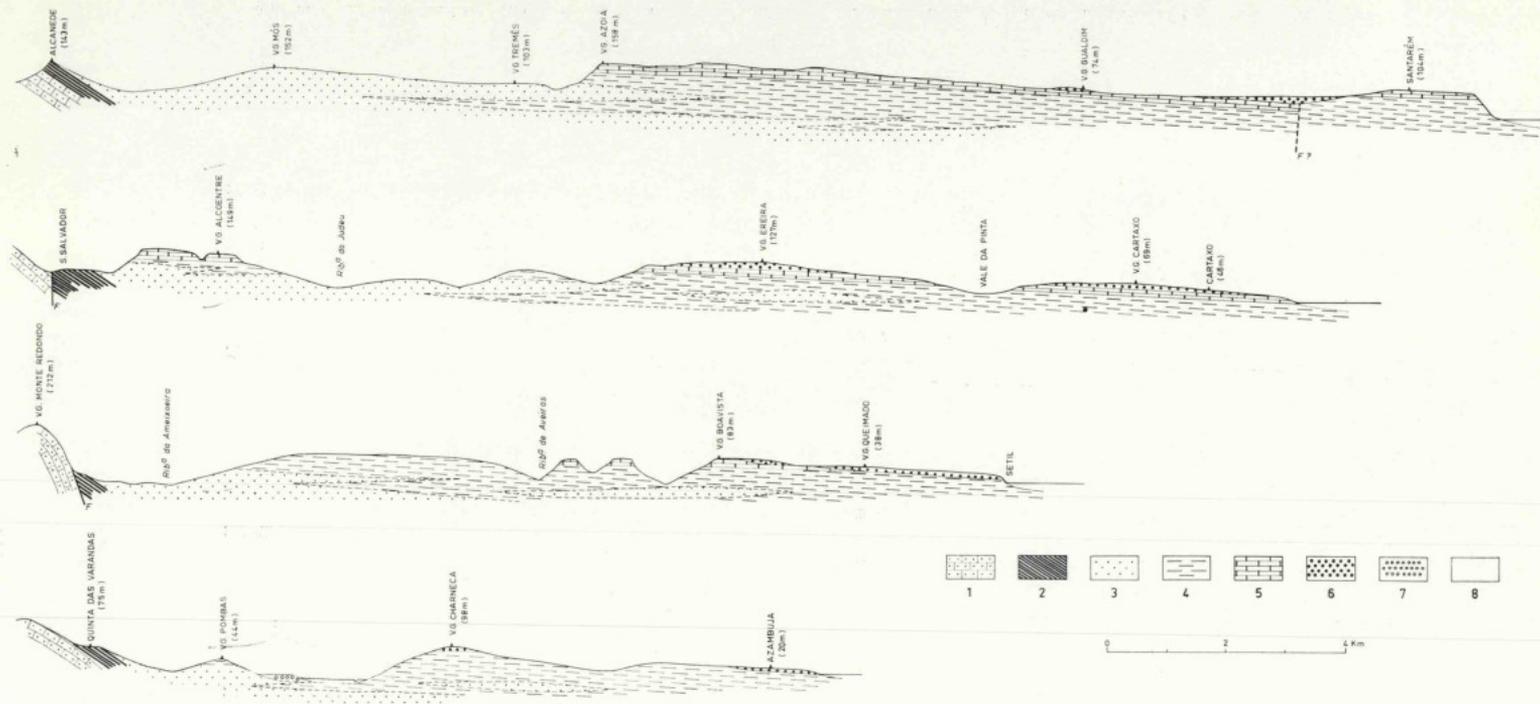


Fig. 11—Cortes geológicos da margem direita da bacia do Tejo, baseados em A. TORRES [1907], modificados. 1—Formações mesozóicas da orla ocidental; 2—Paleogénico; 3—«Miocénico» detritico de fácies pseudo-siderolítica; 4—Miocénico detritico de carácter arcósico; 5—calcários lacustres pontianos; 6—Pliocénico de fácies fluvial; 7—terraço quaternário; 8—aluviões modernas.

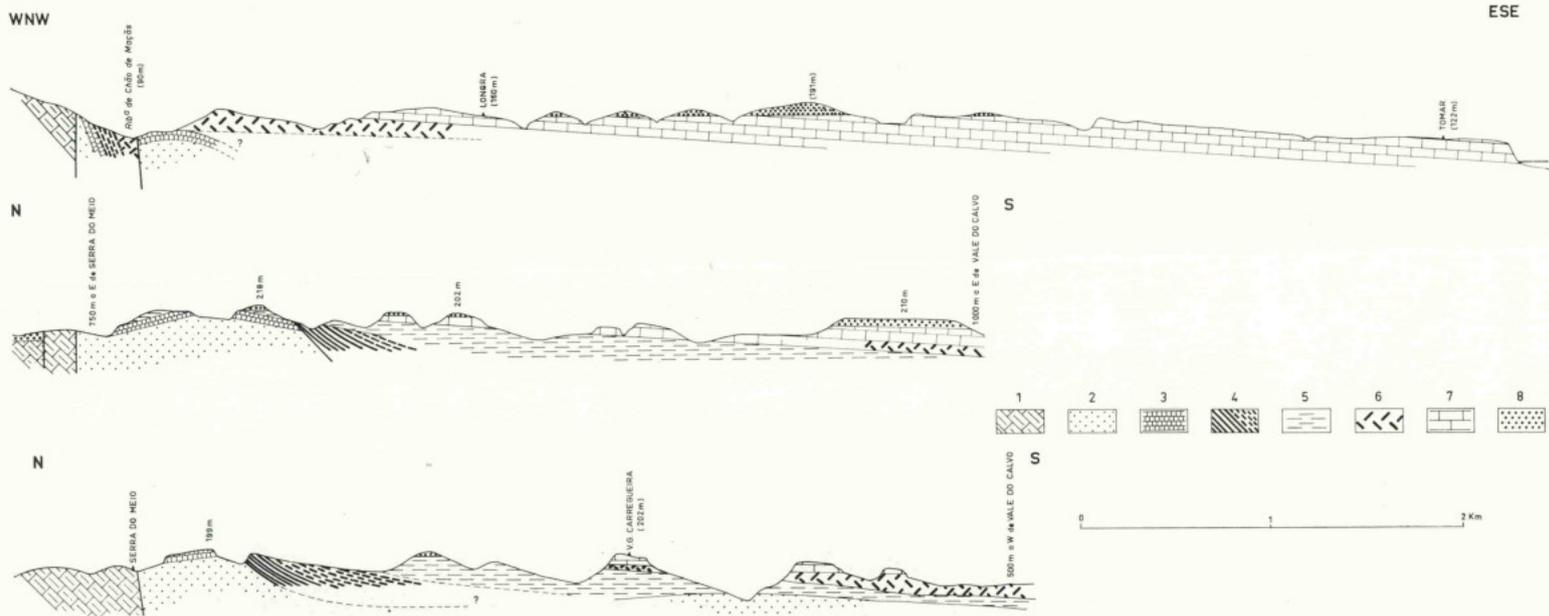


Fig. 12—Cortes geológicos esquemáticos da região de Tomar. Altimetria sobreelevada cerca de 3 vezes. 1—calcários jurássicos; 2—arenitos belasianos; 3—calcários e margas cenomaniano-turonianos; 4—calcários (traço a cheio) e formações detriticas (tracejado) paleogénicos; 5—arenitos miocénicos; 6—brecha calcária miocénica; 7—calcários lacustres pontanos; 8—arenitos e cascalheiras pliocénicos.

## CAPÍTULO IV

### ALGUMAS OBSERVAÇÕES GEOLÓGICAS E SEDIMENTOLÓGICAS NA PENÍNSULA DE SETÚBAL

São, sobretudo, os depósitos terciários o principal objectivo do presente trabalho. Todavia, pelas mesmas razões apresentadas ao tratar dos terrenos da margem direita do Tejo, julgámos conveniente fazer referência, embora breve, às características sedimentológicas de algumas formações geológicas mais antigas. Estas forneceram, sem dúvida, parte dos materiais constituintes dos depósitos terciários. Estão nestas condições, em particular, os terrenos detriticos do Cretácico inferior e do Jurássico superior, onde predominam arenitos, essencialmente quartzosos (grãos do tipo SR-PB e SA-PB) com intercalações de lenticulas de calhaus mal rolados.

Nestas lenticulas, quase exclusivamente formadas por elementos de quartzo filoniano e de metalidito (não se observa quartzito), o grau de rolamento dos calhaus é, francamente, inferior aos dos materiais equivalentes na região a norte do Tejo ( $\frac{2r_1}{L}$  compreendido entre 0,01 e 0,15, com medianas nas vizinhanças de 0,05). Torna-se, assim, evidente a proximidade da origem destes elementos grosseiros. Outra característica a reter é a composição essencialmente caulinitica (fig. 17, do texto; Est. XIV, fig. 3), das argilas destes sedimentos.

No cortejo de minerais pesados destaca-se a predominância de zircão e turmalina, seguidos de percentagens menores de andalusite, estaurolite, granada, epidoto, rútilo, apatite, etc. A turmalina e o zircão são minerais dos mais resistentes aos fenómenos de alteração e a presença deles nos sedimentos, nestas condições de abundância, está de acordo com as condições climáticas geralmente admitidas para o periodo geológico em causa.

As características apontadas merecem as mesmas considerações de ordem climática feitas a propósito do Belasiano da região a norte do Tejo. A ausência, aqui, de calhaus quartzíticos, apenas significa que estas rochas não existiam na bacia de alimentação correlativa. Mas não é propriamente a reconstituição paleogeográfica dos tempos mesozóicos que, de momento, nos interessa. Os resultados que obtivemos pelo estudo sedimentológico são elementos que interessa reter, pois vão ser utilizados no decurso da exposição que faremos sobre o Terciário.

#### I

### PALEOGÉNICO

#### 1 — Observações geológicas

Preferimos não utilizar o termo de Oligocénico, pelas razões expostas antes. Assim, limitamo-nos a estratigrafia menos fina, mas certamente mais coerente com a

realidade. Quando, em 1908, CHOFFAT <sup>(1)</sup> se lhe referiu, usando aquela designação estratigráfica, ainda ali se não conheciam quaisquer fósseis. Hoje, porém, sabe-se que os calcários do topo da série paleogénica, perto de Senhora das Necessidades, forneceram moluscos terrestres e de água doce, entre os quais *Limnaea pachygaster* THOMAE e *Helix* do grupo de *H. ramondi* [ZBYSZEWSKI & VEIGA FERREIRA, 1965] <sup>(2)</sup>. Mesmo assim, pelas razões expostas, continuamos a preferir a designação mais lata de Paleogénico.

Esta série é, essencialmente, constituída por arenitos e conglomerados, mais ou menos margosos, avermelhados, por margas vermelhas e, no topo, por calcários compactos e margosos, brancos, com fauna lacustre. Junto do contacto com o Burdigaliano, as formações encerram cristais maclados de gesso (ponta de lança), como se pode observar, por exemplo, a oeste de Palmela [CHOFFAT, 1908].

O Paleogénico, particularmente desenvolvido a norte da serra da Arrábida, para ocidente da ribeira de Coina, atinge 200 a 300 m de espessura, segundo CHOFFAT, para cuja obra remetemos o leitor de desejo de mais completa elucidação.

O complexo paleogénico está representado, na vertente sul da serra da Arrábida, por pequenos afloramentos, junto ao oceano, como os de Portinho da Arrábida e de Albarquel. Este último merece particular referência pelo facto de apresentar abundantes fragmentos de xisto grauvacóide, associados aos de quartzo filoniano, constituindo intercalações conglomeráticas. Este afloramento está representado por bancadas quase verticais de calcários, margas e arenitos, mais ou menos grosseiros, no seio dos quais existem as intercalações conglomeráticas citadas. Ainda neste local, o Paleogénico está separado do Jurássico superior por estreita bancada de Cretácico inferior. Há, pois, lacuna de todo o Cretácico médio e superior. Os fragmentos de xisto aludidos, provenientes do soco antigo, fazem lembrar os xistos grauvacóides do Carbónico marinho do Alentejo, que não é difícil imaginar na vizinhança.

Cita-se, ainda, o facto de o Burdigaliano médio assentar, a oeste, directamente sobre o Cretácico, com lacuna dos estratos intermediários. A leste o Burdigaliano inferior parece concordante sobre o Paleogénico. Pode existir, de facto, como aliás o notara CHOFFAT, descontinuidade de sedimentação do Neogénico em relação às formações anteriores, incluindo o Paleogénico.

## 2 — Estudo sedimentológico

Relativamente à composição fundamental, os sedimentos paleogénicos da serra da Arrábida apresentam grande variedade (Quadro XLV), sendo de destacar a persistência da fracção carbonatada. Com efeito, mesmo as rochas detríticas, finas ou grosseiras, contêm, no cimento, calcário associado à argila.

Verificou-se, através de ensaios dolomimétricos, que a fracção carbonatada possui certa quantidade de carbonato de magnésio (2 a 20 %).

Granulométricamente, as fracções detríticas dos referidos sedimentos apresentam grande heterogeneidade (fig. 15-1), compatível com os mais variados ambientes de transporte e de deposição (Quadro XLVI).

Se algumas distribuições granulométricas denunciam condições de drenagem torrencial, outras testemunham, pelo contrário, sedimentação em locais calmos, susceptíveis de permitir a decantação de materiais finos. Entre estas condições extremas existem situações intermediárias postas em evidência também pela granulometria.

<sup>(1)</sup> Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrábida. *Op. cit.*

<sup>(2)</sup> G. ZBYSZEWSKI & O. VEIGA FERREIRA — Notícia explicativa da folha 38-B — Setúbal — da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50 000. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa, 1965.

QUADRO XLV

Amostra n.º	Localização	Classificação de campo	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa	Fracção carbonatada
454-3	Casal do Bispo (Vila Nogueira de Azeitão)	calcário margoso	3,3	22,4	74,3
454-4	200 m a W de Casal do Bispo	arenito de grão grosseiro, conglomerático com cimento calcário	52,5	9,6	37,9
454-4a	idem	cascalheiras contidas em 454-4			
454-8	Capela da Senhora das Necessidades (Setúbal)	calcário margoso branco esverdeado	12,2	23,7	64,1
454-9	idem	calcário compacto branco	0,7	12,0	87,3
454-10	500 m a S da Capela da Senhora das Necessidades	arenito de grão fino, margoso, avermelhado	57,7	26,9	15,4
454-11	600 m a S da Capela da Senhora das Necessidades	arenito de grão grosseiro, conglomerático com cimento calcário	53,5	9,3	37,2
454-11a	idem	cascalheiras contidas em 454-11			
454-12	1000 m a S da Capela da Senhora das Necessidades	arenito de grão médio a fino, margoso, avermelhado conglomerado brechóide de cimento margoso, rosado	29,8	35,1	35,1
454-20	Albarquel (Setúbal)				
454-21	idem	calcário compacto, rosado	1,7	30,2	68,1

QUADRO XLVI

Amostra n.º	Md $\phi$	Md (mm)	QD $\phi$	So	Sik $\phi$
454-4	-0,7	1,6	1,35	2,50	+0,15
454-10	1,7	0,3	0,9	1,85	0,0
454-11	-2,0	4,0	2,0	4,00	1,2
454-12	1,7	0,3	0,9	1,85	-0,2

As areias, quase exclusivamente formadas por grãos de quartzo, são uma mistura de grãos de origem fluvial, sub-rolados e pouco brilhantes (SR-PB), com outros, francamente marinhos, bem rolados e brilhantes (R-B), trazidos pelo vento para o local de sedimentação. Esta última acção é testemunhada pela presença de grande quantidade de grãos rolados e despolidos (R-M). A origem marinha dos grãos eolizados é evidente. Basta atender a que os detritos grosseiros, naturalmente sujeitos aos choques mais intensos, são os mais despolidos, ao passo que os finos conservam quase intacto o carácter brilhante, marinho (Quadro XLVII).

QUADRO XLVII

Amostra n.º	Quartzo %	Feldspato %	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Composição argilosa (%)			
			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm		Caulinite	Ilite	Montmorillonite	Atapul-gite
454-3	100			R-B, R-M e SR-PB	R e SR-B e SA	rara	vest.	60	vest.	40
454-4	100	vest.	SR-PB	R-B e SR-PB	R-B e SA					100
454-8	100			R-B e SR-PB	R-B e SA	rara	10	45	5	40
454-9	100			R-B e SR-PB	R-B e SA					100
454-10	100		SR-PE	R-B, R-M e SR-PB	R-B e SA		vest.	vest.		100
454-11	100		SR-PE	R-B, R-M e SR-PB	R-B e SA					100
454-12	100		SR-PE	R-B, R-M e SR-PB	R-B e SA					100
454-21	100			SR-PB	SA e A			vest.		100

Assim como acontece nos depósitos paleogénicos da orla ocidental da bacia do Tejo, também aqui a atapulgite é o mineral argiloso predominante (figs. 17 e 23), e, em certos casos, exclusivo. Em muito menores quantidades, existem, em associação, outras argilas, certamente detriticas, como caulinite e montmorilonite (vestígios) ou ilite, a qual pode corresponder, em parte, à fracção mais fina das micas.

O cortejo de minerais pesados (Quadro XLVIII) é constituído por turmalina, como principal componente, seguida de zircão, granada, andalusite e estauroilite, em muito menores percentagens. A origem destes minerais pode estar não só nas rochas do soco antigo, mas muito especialmente nas rochas sedimentares mesozóicas, nessa altura

QUADRO XLVIII

Amostra n.º	Turmalina	Andalusite	Estauroilite	Granada	Zircão
454-3	67		8	4	21
454-4	81	11		7	1
454-10	83	1	6	5	5
454-12	79			9	12

sujeitas aos enrugamentos alpinos e, portanto, à erosão. Muitos dos grãos presentes, especialmente os de turmalina, apresentam-se perfeitamente rolados, o que leva a considerá-los provenientes, em grande parte, de sedimentos de origem marinha, como os que abundam na ossatura mesozóica da serra da Arrábida. A composição petrográfica e as características morfométricas dos elementos detriticos grosseiros dos depósitos conglomeráticos estão resumidas no Quadro XLIX.

QUADRO XLIX

Amostra n.º	Composição petrográfica (v/v)			
	Quartzo	Metalidito	Xisto	Calcário
454-4a	92			6
454-11a	68	1		31
454-20	81	1	18	

Amostra n.º	Achatamento $\left(\frac{L+1}{2E}\right)$			Desgaste $\left(\frac{2r_1}{L}\right)$		
	Mín.	Med.	Máx.	Mín.	Med.	Máx.
454-4a	1,2	1,7	3,6	0,02	0,05	0,09
454-11a	1,4	1,7	2,7	0,02	0,04	0,13
454-20	1,4	1,6	3,8	0,01	0,04	0,09

Pode dizer-se que o quartzo filoniano é, sem dúvida, o principal componente daquela fase grosseira, acompanhado de menores quantidades de calcário jurássico, de raros sílices e metaliditos. Os fragmentos de xisto grauvacóide, apenas observados na vertente sul da serra, estão em relação evidente com o soco antigo das proximidades sul e oriental, hoje encoberto sob os depósitos plio-pleistocénicos da bacia do Sado.

Não se encontrou um único elemento de quartzito. Se bem que este carácter negativo deva ser tomado com as devidas reservas, não deixa, contudo, de ter valor. Recorde-se que a ausência destes elementos quartzíticos nos sedimentos mesozóicos chamou,

desde logo, também, a nossa atenção. É natural que os depósitos detríticos mesozóicos sejam, em parte, correlativos de relevos hoje desaparecidos.

O baixo grau de rolamento dos materiais grosseiros sugere pequeno transporte sofrido e, conseqüentemente, relativa proximidade das origens. Estas podem provir do mesmo soco antigo, mas principalmente dos relevos mesozóicos recém-formados donde, quer os elementos quártzicos (dos sedimentos detríticos jurássicos e cretácicos), quer os de calcário, foram retomados no novo ciclo e redepositados na vizinhança imediata da origem.

CHOFFAT [1908] notou que o «Oligocénico» da zona mais oriental da região da Arrábida era essencialmente argilo-margoso, portanto menos detrítico. De facto, as concentrações conglomeráticas assumem maior desenvolvimento para oeste, isto é, próximo das formações mesozóicas mais detríticas e mais grosseiras, o que reforça a hipótese de considerar os depósitos paleogénicos em causa correlativos de uma das fases de elevação da serra da Arrábida.

O carácter atapulgítico da fracção argilosa, associado a certo grau de dolomitização e a episódios gipsíferos, são factores suficientes para se admitirem condições de sedimentação química básica, associada ou não a acarreios detríticos.

As areias, quase exclusivamente de quartzo, estão de acordo com as condições de intensa alteração das rochas do soco, correlativas daquele tipo de sedimentação química. Estas condições realizam-se, por excelência, sob climas quentes e húmidos, onde a intensidade de hidrólise é máxima.

Os depósitos paleogénicos da serra da Arrábida, que paralelizamos estratigráficamente com os da orla ocidental da bacia do Tejo, formaram-se, como é verosímil, sob as mesmas condições climáticas. Há, de facto, equivalência entre a predominância da sedimentação detrítica na base das duas séries, denunciadora de actividade orogénica importante; segue-se, em ambas, um episódio calcário, francamente lacustre e pobre de acarreios detríticos, testemunha de um período de acalmia tectónica. Todavia, o recomeço da actividade detrítica, bem evidenciada, a norte do Tejo, por sedimentos areníticos e conglomeráticos, não se observa na região da península de Setúbal. Com efeito, o Burdigaliano assenta, aqui, directamente sobre os calcários lacustres paleogénicos ou sobre a série detrítica inferior, com lacuna da série detrítica superior aludida.

Esta ausência da série superior pode corresponder à persistência, na região, do regime lacustre ou a modificações do relevo impeditivas de sedimentação local, favorecendo, pelo contrário, a actividade erosiva. Esta última hipótese parece mais viável se se atender ao modo descontínuo como o Burdigaliano recobre as diferentes formações mais antigas <sup>(1)</sup>, inclusivamente o próprio Paleogénico. Na faixa que se estende desde a Ribeira de Coia até Palmela, os calcários lacustres são recobertos pelo Burdigaliano até ao meridiano de Quinta do Anjo, onde terminam em cunha; daí até Palmela, aquele andar do Miocénico inferior continua, recobrendo a série detrítica inferior aos calcários lacustres paleogénicos mencionados.

Esta lacuna de sedimentação teria tido, pois, como causa deformações locais, mais ou menos sincrónicas das que, na região a norte de Lisboa, desencadearam nova fase gliptogénica. Talvez a norte da Arrábida, ocultas sob os depósitos neogénicos, existam as formações detríticas paleogénicas correlativas das deformações consideradas.

Um dos aspectos mais dignos de menção revelado pelo estudo sedimentológico é, sem dúvida, a existência de certa percentagem de areias marinhas colzadas que, associadas a outras, nitidamente fluviais, constituem a fracção arenosa dos sedimentos

<sup>(1)</sup> H. SEIFERT refere-se a esta discordância in *Berträge zur Geologie der Serra da Arrábida in Portugal. Geol. Jahrb.* Vol. 18. 1963.

paleogénicos. Este facto pressupõe a existência, na proximidade, de extenso areal litoral (onde as areias adquiriram boleamento e polimento marinhos). O vento, por deflaccão, arrastou os materiais arenosos com que alimentou parte da sedimentação paleogénica, em curso no interior. Durante este percurso, que não é necessário imaginar muito longo, os grãos de quartzo adquiriram o carácter eolizado (R-M) com que se apresentam. Não haveria, portanto, entre o litoral e a zona de sedimentação continental, relevos importantes que impedissem aquela contaminação, verificada quer na série detrítica inferior, evidentemente mais rica de acarreios detríticos continentais, quer na série lacustre calcária, onde os grãos eolizados, de proveniência litoral, são os principais componentes detríticos.

Não faremos referência à série marinha do Miocénico inferior e médio por estar bem estudada e não entrar no quadro das nossas preocupações.

## II

### MIOCÉNICO SUPERIOR

Neste capítulo referem-se dois conjuntos sedimentologicamente distintos. No primeiro reúnem-se as formações do Tortoniano e do «Complexo de Sobreda». Estas, geologicamente mais bem conhecidas, mereceram apenas simples reconhecimento geológico e, sobretudo, algumas observações sedimentológicas. Em segundo lugar fez-se breve estudo geológico e sedimentológico do outro conjunto de formações designadas sob a rubrica de *Formações vermelhas, com calhaus mal rolados*.

#### A — TORTONIANO E «COMPLEXO DE SOBREDA»

Um problema, ainda hoje incompletamente resolvido, é o que se refere ao complexo de Sobreda. Põem-no, pela primeira vez, DOLLFUS e COTTER<sup>(1)</sup>, atribuindo estas formações ao Pontiano ou ao Sarmatiano, devido à posição que ocupa entre as camadas do Tortoniano e as do Pliocénico inferior do Alentejo. Estes mesmos autores retomaram o problema em 1909<sup>(2)</sup>.

Nesta altura, emitem a opinião de que as camadas de Sobreda seriam o equivalente salobro ou marinho das margas pontianas de Archino e Azambuja (com *Hipparion gracile*) e dos calcários do Cartaxo. Ainda, no dizer dos mesmos autores, as camadas de Sobreda marcariam a regressão começada no Tortoniano, a que se seguiu a transgressão placenciana (Alentejo).

DOLLFUS e COTTER estabeleceram, para os terrenos terciários da península de Setúbal, a seguinte sucessão:

- 4 — *Placenciano* — Areias e argilas com vegetais e moluscos marinhos;
- 3 — *Pliocénico antigo* — Areias grosseiras e conglomerados do Alentejo (parte inferior);
- 2 — *Pontiano ou Sarmatiano* — Areias finas de Sobreda imediatamente sobrepostas ao Tortoniano marinho;
- 1 — *Tortoniano marinho* — Complexo marinho correspondente à divisão VIIb (da classificação destes autores).

(1) G. F. DOLLFUS, J. C. BERKELEY COTTER & J. P. GOMES — Mollusques tertiaires du Portugal. *Memórias da Comissão do Serviço Geológico de Portugal*. 48 p. Lisboa, 1903-1904.

(2) G. F. DOLLFUS & J. C. BERKELEY COTTER — Mollusques tertiaires du Portugal. Le Pliocène au Nord du Tage. (Plaisancien). *Memórias da Comissão do Serviço Geológico de Portugal*. 103 p. Lisboa, 1909.

Em 1949, G. ZBYSZEWSKI (1) atribui o Complexo de Sobreda ao Saheliano.

Continua-se neste capítulo o plano traçado anteriormente a propósito do Miocénico marinho de Lisboa. Pelas razões então apontadas, limitámo-nos a breve caracterização sedimentológica destas formações. Procedeu-se, assim, ao reconhecimento de alguns dos principais afloramentos, onde se colheu material para estudo. A localização das colheitas está reunida no Quadro L, conjuntamente com a descrição dos respectivos materiais.

QUADRO L

Amostra n.º	Localização	Classificação de campo
442-1	Descida para a Caparica (cota 80)	Sobreda areia muito fina, argilosa, micácea, castanho-amarelada
442-2	Descida para a Caparica (cota 75)	
442-3	Descida para a Caparica (cota 60)	Tortoniano areia muito fina, argilosa, micácea, castanho-esverdeada
442-4	Descida para a Caparica (cota 50)	
442-5	Terras da Costa (Arriba, cota 40)	areia muito fina, margosa, micácea, esverdeada escura
442-11	500 m a S de Terras da Costa (base da arriba)	areia muito fina, margosa, micácea, castanho-esverdeada
442-12	500 m a S de Terras da Costa (sobre 442-11)	areia fina, micácea, pouco coerente, esverdeada clara
442-30	600 m a SW de Alfarim	areia muito fina, argilosa, micácea, acinzentada
453-1	1000 m a S de Fonte da Telha	areia muito fina, argilosa, micácea, amarelada
453-15	1000 m a N de Albufeira (base da arriba)	areia fina, micácea, castanho-amarelada
453-16	1000 m a N de Albufeira (sobre 453-15)	argilite arenoso, cinzento-esverdeado
453-26	Aiana de Baixo	areia muito fina, micácea, amarelada
453-27	Aldeia do Meco	areia muito fina, argilosa, micácea, castanho-avermelhada
		areia muito fina, margosa, micácea, castanho-esverdeada
		areia muito fina, argilosa, micácea, castanho-esverdeada

O estudo sedimentológico engloba depósitos do Tortoniano e do chamado «Complexo de Sobreda». Se às vezes estamos certos de nos referirmos a um ou a outro, em muitos casos, não sabemos, dado a grande semelhança que apresentam, a qual dos dois se devem atribuir as colheitas realizadas. Ambas as formações são, essencialmente, detriticas, pouco argilosas. A fracção carbonatada é ainda mais escassa, não estando, por vezes, sequer, representada (Quadro LI).

O carácter arcósico persiste, tal como nos depósitos a norte do Tejo e a influência marinha (revelada pelo aspecto boleado e brilhante dos grãos de quartzo) mantêm-se, à semelhança do que acontece no Miocénico marinho de Lisboa. As micas são particularmente abundantes; este facto não é alheio à importância que o pico das micas (ilite, sericite e moscovite) assume às vezes, nos diafractogramas da fracção argilosa. Consideramos a montmorilonite como argila predominante destes sedimentos (fig. 17), acompanhada de ilite e de caulinite.

A análise granulométrica (Quadro LII, fig. 15-3) põe em evidência o carácter extremamente fino da sedimentação ( $0,17 \text{ mm} > \text{Md} > 0,06 \text{ mm}$ ) e a calibragem perfeita dos materiais ( $0,4 > QD\theta > 0,2$  ou  $1,3 > S\theta > 1,15$ ). Por outro lado, o valor, sempre nulo, da assimetria ( $Skq\theta = 0$ ) exclui a hipótese de sedimentação por decantação em águas paradas, sugerida pela extrema finura dos detritos e pela abundância de micas.

(1) G. ZBYSZEWSKI — Contribution à la connaissance du Pliocène Portugais. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XXX, pp. 59-78. Lisboa, 1949

A sedimentação deu-se, pelo contrário, em águas movimentadas (o que está, também, de acordo com a relativa pobreza da fracção argilosa), embora de competência evidentemente fraca.

QUADRO LI

Amostra	Composição fundamental			Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Biotite	Composição argilosa (%)		
	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa	Fracção carbonatada			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm			Caulinite	Irite	Montmorillonite
442-1	86,1	13,9		80	20	R-B	R e SR-B	SA e A	ab.	ab.		40	60
442-2	87,4	9,5	3,1	85	15		SR-B	SA e A	ab.	ab.	5	50	45
442-3	80,9	6,0	13,1	75	25		SR-B	SA e A	ab.	ab.	5	50	45
442-4	65,7	11,2	23,1	80	20		SR-B	SR-B, SA e A	ab.	ab.	5	50	45
442-5	94,0	6,0		90	10		SR-B	SA e A	ab.	alg.	10	40	50
442-11	60,2	39,8		60	40		R e SR-B	SA e A	ab.	ab.	20	50	30
442-12	75,7	24,3		70	30		SR e R-B	SR e SA	ab.	alg.	40	50	10
442-30	92,6	2,0	5,4	90	10	R-B	R e SR-B	SA e A	ab.	ab.		vest.	100
453-1	11,5	88,5		70	30		SR-B	SR-B, SA e A	ab.	alg.	30	50	20
453-15	95,9	4,1		90	10		R-B	SR-B e SA	alg.	alg.	5	15	80
453-16	72,7	27,3		95	5		R-B	SR-B e SA	alg.	rara	30	30	40
453-26	79,1	8,8	12,1	100	vest.		R e SR-B	SR-B e SA	ab.	alg.	5	45	50
453-27	71,0	21,0	8,0	100	vest.		SR-B		alg.	rara	20	50	30

QUADRO LII

Amostra n.º	Q <sub>1</sub> φ	Mediana		Q <sub>3</sub> φ	QD φ	So	Skq φ
		φ	mm				
442-1	2,5	2,85	0,14	3,2	0,35	1,25	0,0
442-2	3,2	3,5	0,09	3,8	0,30	1,23	0,0
442-3	2,8	3,15	0,11	3,5	0,35	1,25	0,0
442-4	3,4	3,7	0,08	4,0	0,30	1,23	0,0
442-5	2,45	2,7	0,15	2,95	0,25	1,2	0,0
442-11	3,6	3,9	0,06	4,2	0,30	1,23	0,0
442-12	3,15	3,3	0,1	3,5	0,20	1,15	0,0
442-30	2,2	2,5	0,18	2,8	0,30	1,23	0,0
453-1	3,6	3,9	0,06	4,2	0,30	1,23	0,0
453-15	2,5	2,9	0,13	3,3	0,4	1,30	0,0
453-16	3,3	3,7	0,08	4,1	0,4	1,30	0,0
453-26	2,4	2,6	0,17	2,8	0,20	1,15	0,0
453-27	3,2	3,5	0,09	3,9	0,35	1,25	0,0

Os minerais pesados estão representados, essencialmente, por biotite, que chega a atingir 90 % da composição, acompanhada de outros, como zircão, silimanite, turmalina, andalusite, estauroilite, granada, epídoto, e apatite.

#### *O Tortoniano da arriba do Penedo (Aldeia do Meco)*

O corte geológico do Miocénico superior, observável na arriba litoral da praia do Penedo foi objecto de estudo sedimentológico por parte de C. ROMARIZ e A. M. GALOPIM

DE CARVALHO [1961] <sup>(1)</sup>. A sucessão estratigráfica das camadas miocénicas é, do topo para a base:

- C<sub>11</sub> — Arenito de grão fino, margoso, micáceo, amarelado;
- C<sub>10</sub> — Arenito de grão fino, margoso, acastanhado, com concreções calcárias;
- C<sub>9</sub> — Arenito de grão fino, margoso, levemente glauconítico, com concreções ferruginosas e com calhaus rolados;
- C<sub>8</sub> — Calcário arenítico com glauconite abundante;
- C<sub>7</sub> — Calcário arenítico com glauconite;
- C<sub>6</sub> — Calcário margoso, levemente glauconítico;
- C<sub>5</sub> — Conglomerado essencialmente constituído por moldes de *Venus* ligados por cimento margo-glauconítico;
- C<sub>4</sub> — Marga arenítica estilolítica;
- C<sub>3</sub> — Calcário margoso muito pouco glauconítico;
- C<sub>2</sub> — Calcário arenítico de grão fino. Na base desta camada há um leito, pouco espesso, «conglomerático» formado por moldes de *Venus*, de *Glycimeris* e de gastrópodes;
- C<sub>1</sub> — Arenito de grão muito fino, margoso.

As camadas apresentam em geral tonalidades cinzento-esverdeadas, sendo a coloração verde-escura própria dos níveis mais glauconíticos.

A fauna marinha é particularmente abundante e os fósseis apresentam-se muito bem conservados. Estudos paleontológicos recentes referem-se a alguns grupos sistemáticos, tais como foraminíferos <sup>(2)</sup>, crustáceos <sup>(3)</sup>, vertebrados <sup>(4)</sup> e ouriços. Todavia, estes resultados devem considerar-se bastante limitados, tendo em vista a riqueza do jazigo.

O estudo sedimentológico sintetiza-se no Quadro LIII.

Trata-se, geralmente, de arenitos de grão fino, mais ou menos margosos, e de calcários areníticos com glauconite. Este filossilicato predomina nos níveis detríticos mais grosseiros e ricos de fósseis.

As características granulométricas mantêm-se idênticas às dos materiais dos restantes afloramentos tratados neste capítulo; exceptuam-se os níveis mais glauconíticos (6, 7 e 8) que contêm areias mais grosseiras e mais mal calibradas.

No estudo sedimentológico citado [C. ROMARIZ e G. CARVALHO], fornecem-se três análises químicas incompletas da glauconite dos níveis 6, 7 e 8. Tinha-se em vista correlacionar o teor de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> com as fácies granulométricas susceptíveis de indicar variações de profundidade dos depósitos. Os resultados das três análises são, porém, praticamente iguais, independentemente da granularidade dos sedimentos.

A análise da composição argilosa, efectuada posteriormente, mostra grande semelhança entre as formações do Tortoniano do Penedo e as demais do Miocénico superior

<sup>(1)</sup> C. ROMARIZ & A. M. G. DE CARVALHO — Formações margo-glauconíticas do Miocénico superior a norte do Cabo Espichel. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, vol. XIV, p. 83. Lisboa, 1961.

<sup>(2)</sup> M. DE MAGALHÃES RAMALHO — Nota preliminar sobre os foraminíferos do Miocénico da praia do Penedo. *Bol. Mus. Lab. Min. e Geol. da Fac. de Ciências de Lisboa*. Vol. 9, fasc. 2, p. 107. Lisboa, 1962-1963.

<sup>(3)</sup> A. M. GALOPIM DE CARVALHO — Malacrustáceos das formações glauconiosas do Miocénico superior do litoral a norte do Cabo Espichel. *Bol. Mus. Lab. Min. e Geol. da Fac. de Ciências de Lisboa*. Vol. 8, fasc. 1, p. 77. Lisboa, 1959.

<sup>(4)</sup> CARLOS R. DA MATA — Nota preliminar sobre um delfínido (*Eurhinodelphis* cf. *cristatus*) do Miocénico do Penedo, a norte do Cabo Espichel. *Bol. Mus. Lab. Min. e Geol. da Fac. de Ciências de Lisboa*. Vol. 9, fasc. 2, p. 157. Lisboa, 1962-1963.

QUADRO LIII

Camada n.º	Composição fundamental (%)				Granulometria da fracção arenosa				
	Fracção arenosa	Fracção siltó- argilosa	Fracção carbona- tada	Glauconite	Mediana		QD $\phi$	So	Skq $\phi$
					$\phi$	mm			
11	71,2	13,9	14,9		3,4	0,1	0,4	1,3	0,0
10	66,1	15,1	18,8		3,4	0,1	0,4	1,3	0,0
9	74,7	6,8	13,9	4,6	3,4	0,1	0,4	1,3	0,0
8	29,9	8,2	31,7	30,2	0,95	0,52	1,0	2,0	0,35
7	23,3	11,4	50,2	15,1	1,4	0,38	1,1	2,1	0,2
6	7,7	13,8	75,6	2,9	3,0	0,13	0,9	1,85	— 0,4
5	13,5	7,9	77,7	0,9	3,6	0,08	0,4	1,3	0,1
4	36,6	27,8	32,5	3,1	4,3	0,05	0,2	1,15	0,0
3	4,4	22,7	71,5	1,1	4,1	0,06	0,5	1,4	0,0
2	34,9	7,9	57,2		3,6	0,08	0,4	1,3	0,1
1	60,0	26,7	13,3		4,1	0,06	0,2	1,15	0,0

da península de Setúbal. A montmorilonite é o mineral mais representativo, seguido de ilite e de caulinite.

Em qualquer dos estudos realizados verifica-se semelhança sedimentológica flagrante entre o Tortoniano superior da parte ocidental da península de Setúbal e o chamado complexo de Sobreda. Estas duas formações diferem das restantes, miocénicas, em especial pela granulometria. Outra diferença consiste em serem raros os minerais como a turmalina, a andalusite e a estauroilite, ao passo que a biotite atinge proporções nunca encontradas.

Parece, assim, ter havido suspensão radical da progressão para sul de consideráveis massas detríticas, oriundas da parte ocidental da bacia. A causa deste facto pode estar relacionada com o estabelecimento do regime lacustre naquela zona, impedindo a drenagem para o exterior. As regiões orientais que, pelo contrário, se mantiveram em constante regime fluvial, continuaram a fornecer materiais para a parte vestibular.

Os factos registados levantam o problema da equivalência estratigráfica entre o complexo lacustre (Pontiano) e as formações de Sobreda, proposto por DOLFFUS e COTTER, em 1909. De acordo com os nossos resultados, se é possível relacionar o complexo de Sobreda com o estabelecimento do regime lacustre, o mesmo acontece com, pelo menos, a parte superior do Tortoniano (nível VIII de COTTER), visto as duas formações serem iguais do ponto de vista sedimentológico.

De acordo com o esquema de correlação sedimentológica-estratigráfica adoptado, deve aceitar-se que o início do complexo lacustre corresponde ao final do Tortoniano, prolongando-se pelo Pontiano, durante parte do qual se formou, ao que parece, o complexo de Sobreda.

## B — FORMAÇÕES VERMELHAS COM CALHAUS MAL ROLADOS

### 1 — Observações geológicas

#### a — «Formações vermelhas de Flamenga e Lage» <sup>(1)</sup>

CHOFFAT [1908] refere-se a este afloramento, após ter demonstrado que as areias do sopé meridional da colina de Gaiteiros não pertencem ao Pliocénico (ao qual tinham

<sup>(1)</sup> G. ZBYSZEWSKI — Notícia explicativa da folha 38-B — Setúbal — da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50 000. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa, 1965.

sido erroneamente atribuídas), mas, provavelmente, ao Tortoniano. O mesmo autor acrescenta: «C'est que partout où leur base [refere-se às areias supra-citadas] est découverte, ils reposent sur des marnes rouges à concrétions calcaires, ayant absolument l'aspect de l'Oligocène, assimilation que leur position ne permet pas d'admettre...»

Assim, segundo CHOFFAT, o Tortoniano, nesta região, contém uma séria de areias e margas «à aspect caspique», enquanto a norte da serra da Arrábida e nos arredores de Lisboa é constituído apenas por formações arenosas marinhas.

A referida série caracteriza-se pela coloração vermelha, intensa, e pela abundância de elementos subangulosos de quartzo <sup>(1)</sup>; assenta, por seu turno, sobre areias marinhas, superiores ao Helveciano de Combros.

O corte destas formações, observável no barranco de Flamenga (fig. 13), é, segundo o mesmo autor, de cima para baixo:

- 6 — Areias brancas, levemente calcárias na base;
- 5 — Areias vermelhas, com elementos subangulosos de quartzo <sup>(1)</sup>;
- 4 — Zona encoberta por depósitos de vertente;
- 3 — Areias amareladas;
- 2 — Margas cinzentas, com *Ostrea edulis* var. *lamellosa*, *Perna* sp. e *Pecten* sp.
- 1 — Margas vermelhas, com concreções calcárias e raros elementos de quartzo.

Este complexo vermelho, com cascalheiras abundantes, de elementos quase nada rolados, de aspecto torrencial, constitui uma faixa orientada na direcção E-W, que vai da Flamenga a Machados do Meio, em extensão de mais de 2 quilómetros; a largura não excede 500 metros.

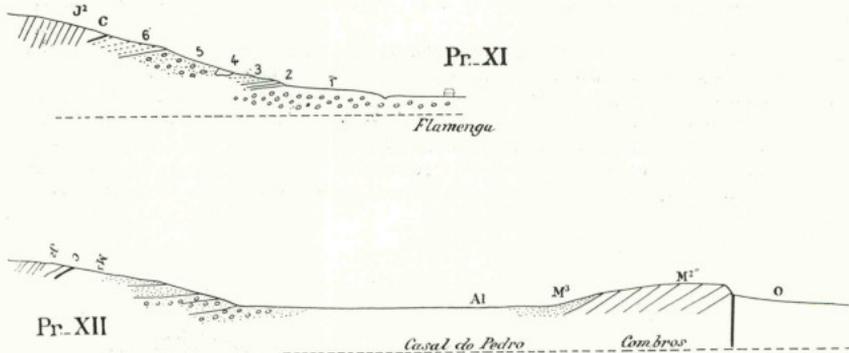


Fig. 13 — «Formações vermelhas de Flamenga e Lage». (Reprodução dos perfis XI e XII de P. CHOFFAT, 1908, Pl. VI).

b — «Formações vermelhas de Gamita e Vale do Grou»

Assim designadas por G. ZBYSZEWski [1965], que as considera como pliocénicas, estas formações são constituídas por argilas e arenitos argilosos vermelhos, com intercalações abundantes de cascalheiras (de elementos subangulosos de quartzo); são idênticas às que o mesmo autor designou por «Formações vermelhas de Flamenga e

<sup>(1)</sup> No texto de CHOFFAT [1908] lê-se: «Sables rouges à quartzites, ayant un peu l'apparence de l'Oligocène».

Lage» e que CHOFFAT [1908] considerou tortonianas. A norte de Setúbal, o terreno referido constitui faixa estreita, orientada na direcção W-E, desde, aproximadamente, a Quinta do Pátio, até Gamita, inflectindo depois para sudeste; prolonga-se para lá do Alto da Guerra. Observam-se, ainda «alguns retalhos residuais, isolados, a NW e a N da Quinta dos Ciprestes» [ZBYSEWSKI, 1965], a meia distância entre a Quinta do Pátio e a Flamenga.

Estes afloramentos parecem emergir acima da cobertura de areias consideradas pliocénicas, constituindo como que antigos relevos residuais, postos a descoberto por erosão parcial da dita cobertura. Não há, por outro lado, argumento geológico que possa apoiar a sua inclusão numa das duas formações vermelhas citadas, com exclusão da outra. Não vemos razão para que estes pequenos retalhos pertençam às formações de Gamita e não às de Flamenga e vice-versa. Com base nos elementos de campo, parece mais lógico considerá-las como uma só unidade estratigráfica. Não parece, pois, defensável intercalar o complexo de Gamita e de Vale do Grou entre a sucessão de estratos pliocénicos.

Considerando o complexo citado como interestratificado no Pliocénico, e dado o modo como se apresenta cartografado, era forçoso admitir acentuada inclinação das camadas, o que na realidade não se verifica.

*c — Formações vermelhas de Marco Furado (Coína), Ruivos (Quinta do Anjo) e Formas (Moita)*

A colina ocupada pelos vértices geodésicos de Marco Furado e Sapos, perto de Coína, é formada por arenitos (Est. X, fig. 1) e argilas de intensa coloração vermelha. Nestes depósitos existem intercalações abundantes de cascalheiras, cujos elementos, sempre mal rolados, são, essencialmente, de quartzo filoniano. Estes depósitos têm aspecto torrencial.

O afloramento parece corresponder, também, a relevo residual talhado naquelas formações, emergindo da cobertura detrítica que, posteriormente, se depositou na região. O cimo aplanado da colina de Marco Furado está encoberto por delgada película de areias finas, eólicas, recentes. Deste modo, as formações vermelhas podem observar-se apenas nas vertentes mais ou menos abruptas (fig. 14).

As pequenas elevações de Ruivos, a NW da Quinta do Anjo, e de Formas, a SE de Moita, constituem dois afloramentos residuais, à semelhança dos referidos anteriormente

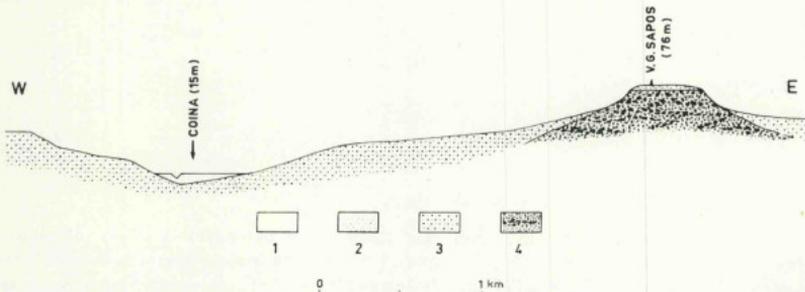


Fig. 14 — Corte geológico esquemático da região de Coína-Marco Furado. 1 — aluviões da Ribeira de Coína; 2 — dunas; 3 — areias de Coína (Plio-pleistocénico); 4 — Formações vermelhas de Marco Furado (Miocénico sup.?).

(Perfil sobreelevado 5 vezes)

ZBYSZEWSKI [1965] descreveu a sucessão de sedimentos observável junto ao V. G. de Ruivos, salientando o carácter vermelho das formações e a presença de «calhaus mal rolados»; não se refere, todavia, à natureza petrográfica dos ditos calhaus. Ao concluir o corte, aquele autor acrescenta: «Formações de certo modo semelhantes existem na área do V. G. Marco Furado, passando a N para a área da folha de Lisboa».

Os afloramentos apontados não são os únicos existentes na vasta península de Setúbal. Depósitos semelhantes afloram, aqui e além, sempre que a erosão, actuando sobre a cobertura de areias mais recentes, os põs a descoberto; são mais frequentes a oeste do meridiano de Moita.

Nos reconhecimentos efectuados, despertou-nos a atenção o aspecto diferente daquelas formações em relação ao conjunto dos depósitos considerados pliocénicos, aos quais têm sido assimilados. Por outro lado, as suas características são as mesmas dos depósitos vermelhos de Flamenga, Lage, Gamita e Vale do Grou.

Uma sondagem, para captação de águas, realizada a cerca de 1750 m a ENE de Marco Furado, revelou a presença de argilitos e de areias finas amareladas e acinzentadas a partir de 160 m de profundidade e de camadas com ostras a cerca de 240 m <sup>(1)</sup>. A espessura do complexo vermelho é, aqui, como se vê, considerável.

## 2 — Estudo sedimentológico

Apresentam-se, em conjunto, os resultados do estudo sedimentológico relativo aos materiais provenientes dos vários afloramentos referidos neste capítulo.

No Quadro LIV figuram a localização e classificação de materiais das formações vermelhas de Marco Furado e de Formas, de «Flamenga e Lage» e de «Gamita e Vale de Grou», estas últimas são constituídas pelas amostras colhidas no V. G. de Alto da Guerra.

QUADRO LIV

Amostra n.º	Localização		Classificação de campo
443-8	1,5 km a E de Coína	«Formações vermelhas de Marco Furado e Formas»	cascalheira com elementos sub-angulosos de quartzo
443-9	idem		arenito de grão grosseiro, argiloso, avermelhado
443-10	idem		arenito de grão fino, argiloso, avermelhado
443-15	V. G. de Formas (a SE de Moita)		arenito de grão médio, argiloso, cinzento com laivos vermelhos
454-1	V. G. de Marco Furado		cascalheira com elementos sub-angulosos de quartzo
454-25	Flamenga (Setúbal)	«Formações vermelhas de Flamenga e Lage»	arenito de grão médio a fino, argiloso, vermelho
454-26	idem		cascalheira com elementos sub-angulosos de quartzo
455-1	V. G. de Alto da Guerra (Setúbal)	«Formações vermelhas de Gamita e Vale de Grou»	arenito de grão fino, argiloso, castanho-avermelhado
455-2	idem		cascalheira com elementos sub-angulosos de quartzo
455-3	V. G. de Alto da Guerra (Setúbal) Plioc. marinho?		arenito de grão fino, argiloso, micáceo, amarelado

(1) Comunicação do Eng.º F. MOITINHO DE ALMEIDA.

Os sedimentos analisados (Quadro LV) são arenitos mais ou menos argilosos, não se tendo verificado a existência de fracção carbonatada. As concreções calcárias, a que se refere CHOFFAT, podem corresponder a impregnação de carbonatos de cálcio, posterior ao depósito, mais intensas no contacto com os calcários jurássicos das serras de S. Luís e dos Gaiteiros.

QUADRO LV

Amostra n.º	Composição fundamental %		Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Composição argilosa (%)		
	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa			> 1 mm	1,0-5 mm	< 0,5 mm		Caulinite	Ilite	Montmorilonite
443-9	83,7	16,3	95	5	SR-PB	SR-PB, R-B e R-M	SR e R-B e A		65	35	
443-10	71,2	28,8	100		SR-PB	SR-B e R-M	SR-B e SA		50	45	5
443-15	58,3	41,3	90	10	SR-PE	SR-B	SR-B e SA	rara	40	60	
454-25	66,5	33,5	85	15	SR-PB	SR-PB e R-M	SR-B e SA	rara	50	50	vest.
455-1	60,8	39,1	100		SR-PB	SR-PB e R-M	SR-B e A		60	40	
455-3	54,6	45,4	90	10	R-B	SR e R-B	SR-B e SA	alg.	25	30	45

As areias são geralmente pouco feldspáticas e pouco micáceas; o quartzo é o componente principal. Deste mineral reconhecem-se grãos sub-rolados, pouco brilhantes, de aparência fluvial, grande quantidade de outros com arredondamento e polimento marinhos e ainda grãos redondos, baços, com evidentes marcas de transporte eólico (Est. XVI, fig. 6).

QUADRO LVI

Amostra n.º	Q <sub>1</sub> φ	Mediana		Q <sub>3</sub> φ	QDφ	So	Skq φ
		φ	mm				
443-9	— 2,7	— 1,3	2,4	0,9	1,8	3,5	0,4
443-10	1,7	2,3	0,21	3,0	0,65	1,55	0,0
455-1	1,2	1,9	0,27	2,8	0,8	1,75	0,1
455-3	0,7	1,75	0,30	2,8	1,05	2,05	0,0

A fracção argilosa é constituída por caulinite e ilite, em partes sensivelmente iguais. A montmorilonite é vestigial (fig. 17).

A granulometria da fracção arenosa, pelo número reduzido de análises, é pouco significativa. Todavia, é suficiente para pôr em evidência a diversidade de calibragem destes sedimentos (Quadro LVI, fig. 15-2).

QUADRO LVII

Amostra n.º	Turmalina	Andalusite	Estaurilite	Silimanite	Distena	Zircão	Apatite
443-9	60	26	11	1	1	1	
443-10	71	21	7			1	
454-25	64	15	16	4		1	
455-1	57	18	14	6	4		1
455-3	68	19	9	2			2

Os cortejos de minerais pesados, expressos no Quadro LVII, são principalmente formados por turmalina, andalusite, estauroлите e, em muito menor percentagem, por silimanite, distena, zircão e apatite. Muitos dos grãos apresentam-se rolados, facto que parece revelar o efeito de acções marinhas.

QUADRO LVIII

Amostra n.º	Composição petrográfica (%)		
	Quartzo	Quartzito	Metalidito
443-8	98	2	
454-1	99		1
454-26	100		
455-2	100		

A composição petrográfica das cascalheiras intercaladas nas formações vermelhas é, em todos os locais, representada quase exclusivamente por quartzo filoniano. Os calhaus de outras variedades petrográficas são raros (Quadro LVIII).

Morfomètricamente (Quadro LIX), trata-se de elementos em geral mal rolados (Est. XIX, fig. 1), embora pareçam alguns melhor rolados. Com efeito, os índices de desgaste calculados situam-se entre 0,1 e 0,14. As medianas, muito semelhantes entre si, correspondem a valores de 0,04 ou 0,05.

QUADRO LIX

Amostra n.º	Achatamento $\left(\frac{L+1}{2E}\right)$			Desgaste $\left(\frac{2r_1}{L}\right)$		
	Mín.	Méd.	Máx.	Mín.	Méd.	Máx.
443-8	1,4	1,7	2,9	0,02	0,05	0,14
454-1	1,3	1,8	4,3	0,01	0,04	0,08
454-26	1,3	1,7	3,1	0,02	0,05	0,10
455-2	1,1	1,9	3,5	0,02	0,04	0,13

A semelhança destas cascalheiras com as existentes no Paleogénico da serra da Arrábida é quase completa. De resto, Já CHOFFAT [1908] o notara, quando, ao referir-se aos depósitos vermelhos da Flamenga, utilizou a expressão: «ayant absolument l'aspect de l'Oligocène». Não custa a admitir a contribuição directa dos sedimentos paleogénicos na formação dos referidos depósitos vermelhos, com calhaus mal rolados. A proximidade desta origem e o consequente transporte diminuto dos materiais removidos não permitiram aumento apreciável de rolamento dos calhaus. Por outro lado, a abundância de areias marinhas, mais ou menos eolizadas, nos sedimentos paleogénicos, não contesta a contribuição aludida.

As rochas mesozóicas, detríticas e calcárias, contribuíram, sem dúvida, para este novo ciclo sedimentar. As cascalheiras cretácicas e jurássicas têm, sensivelmente, as mesmas características dos depósitos detríticos vermelhos paleogénicos e neogénicos. Os óxidos de ferro, responsáveis pela cor vermelha, podem provir não só dos depósitos paleogénicos, como também dos do Jurássico superior ou das argilas residuais de descalcificação do maciço calcário jurássico.

A composição ilito-caulinítica dos terrenos de Flamenga, Gamita, Marco Furado, etc., sugere, com efeito, a comparticipação de rochas mesozóicas. Não deve estranhar-se a ausência, nestas formações, de atapulgite, tão abundante nos sedimentos paleogénicos.

Esta argila alumino-magnésiana é particularmente vulnerável; não resistiu aos fenómenos de meteorização, erosão e transporte que antecederam o novo episódio.

Não só as observações de campo, como o estudo sedimentológico sugerem certo sincronismo entre as formações vermelhas antes mencionadas. O complexo de Flamengo e de Lage é o que possui enquadramento estratigráfico mais seguro, visto estar intercalado em sedimentos marinhos atribuídos ao Tortoniano. Os restantes afloramentos correspondem a pequenos relevos residuais da mesma formação, emergindo acima da cobertura detritica pliocénica. Pelas características particulares que possuem, merecem ser separados em revisão futura da cartografia geológica da região.

Os mantos torrenciais que constituem a formação vermelha citada, com calhaus mal rolados, podem ser atribuídos a nova fase de levantamento da Arrábida. Todavia, não é de excluir a hipótese de corresponderem a restingas, como parece indicar a forma alinhada dos afloramentos de Vale de Grou, Gamita, Alto da Guerra, etc.

Apenas a cartografia geológica de pormenor poderá contribuir para o esclarecimento do problema.

### III

#### PLIO-PLISTOCÉNICO

Também as formações plio-pleistocénicas da península de Setúbal foram objecto das preocupações científicas de alguns geólogos notáveis que não é demais lembrar, como C. RIBEIRO, P. CHOFFAT, G. DOLLFUS e J. BERKELEY COTTER. Citá-los-emos, oportunamente, bem como as respectivas obras.

Mais tarde G. ZBYSZEWSKI <sup>(1)</sup> acrescenta à sùmula de conhecimentos legados por aqueles pioneiros os resultados das suas observações pessoais. Este geólogo estudou as faunas provenientes de novos jazigos fossilíferos descobertos pelo pessoal dos Serviços Geológicos de Portugal (Fonte da Telha, Pinhal Novo, Montijo, etc.). Os estudos mencionados permitiram a ZBYSZEWSKI traçar um esboço de reconstituição paleogeográfica do estuário pliocénico do Tejo e considerar as formações supracitadas divididas em três conjuntos:

- C — *Série superior*. Areias e cascalheiras de Paio Pires e de Coina (Vilafranco?);
- B — *Complexo astiano marinho do Alfeite*. Areias grosseiras e finas, cascalheiras quartzíticas e de rochas eruptivas vindas da serra de Sintra e de Lisboa;
- A — *Série inferior*. Formação de estuário sobreposta à série de Sobreda (complexo inferior do Alfeite). Inclinada para SE e com fósseis ainda não estudados.

#### 1 — Descrição e estudo sedimentológico de alguns cortes geológicos

O relato das formações plio-pleistocénicas faz-se pela apresentação de uma série de cortes geológicos, acompanhados do estudo sedimentológico das respectivas camadas constituintes. Os cortes mais completos observam-se, sobretudo, na arribas fóssil <sup>(2)</sup> que margina a costa ocidental da península de Setúbal e nos boqueirões nela escavados pela erosão.

<sup>(1)</sup> G. ZBYSZEWSKI—Elements pour servir à l'étude du Pliocène marin du Sud du Tage: la faune des couches supérieures d'Alfeite. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XXIV, pp. 125-156. Lisboa, 1943.

<sup>(2)</sup> Designada por «serra» ou por «rocha» pelos naturais da zona baixa, litoral.

Mais para o interior, há trincheiras que mostram partes da sucessão estratigráfica daqueles depósitos. Estão nestas condições os cortes referentes a S. Simão (Alfeite), Siderurgia (Paio Pires), areiro de José da Moita (Coína), Amieira (Alfarim), etc..

a — *Corte na arriba, a sul de Foz do Rego* (figs. 15-4, 19 e 20)

- C<sub>11</sub> — Areia fina, pouco argilosa, esbranquiçada (3 m);  
 C<sub>10</sub> — Camada de conglomerado, com calhaus bem rolados, de quartzo e de quartzito, envolvidos por matriz arenosa (2 m);  
 C<sub>9</sub> — Areia de grão médio a fino, argilosa, muito feldspática e micácea (moscovite e biotite), cinzento-esverdeada (8 m). Este depósito parece abarrancar a camada inferior;  
 C<sub>8</sub> — Areia de grão médio, muito pouco argilosa, feldspática, esbranquiçada (8 m);  
 C<sub>7</sub> — Areia de grão médio a grosseiro, muito pouco argilosa, feldspática, castanho-amarelada, clara (2 m);  
 C<sub>6</sub> — Areia de grão médio a grosseiro, pouco argilosa, feldspática, muito ferruginosa, castanho-amarelada (2,5 m);  
 C<sub>5</sub> — Camada semelhante à anterior, com calhaus rolados de rochas eruptivas variadas e sub-rolados de quartzo (0,5 m);  
 C<sub>4</sub> — Areia de grão médio, argilosa, pouco feldspática, amarelada (3 m);  
 C<sub>3</sub> — Areia de grão bem rolado, grosseiro a médio, muito pouco argilosa, castanho-amarelada, com estratificação entrecruzada (4 m);  
 C<sub>2</sub> — Arenito de grão muito fino, muito argiloso, com impregnações ferruginosas, amarelas e vermelho-acastanhadas (2 m);  
 C<sub>1</sub> — Arenito de grão muito fino, muito argiloso, micáceo, cinzento-esverdeado (1 m).

Sedimentologicamente, as onze camadas do corte de Foz do Rêgo, reúnem-se em quatro conjuntos distintos (Quadro LX).

P<sub>3</sub>Q — *Arcias finas, bem calibradas, com intercalações conglomeráticas* (C<sub>11</sub> e C<sub>10</sub>) — Sedimento, essencialmente quartzoso, muito pobre de feldspato e de moscovite. A fracção arenosa apresenta-se muito bem calibrada; os grãos evidenciam marcas de transporte eólico. Na fracção argilosa, muito reduzida, identifica-se caulinite e ilite.

Os seixos que constituem o leito conglomerático (C<sub>10</sub>) são de quartzo (70 %) e de quartzito ordovícico (30 %). No que se refere aos índices de achatamento e de desgaste, apresentam-se no Quadro LXI os valores calculados separadamente nos elementos de quartzo e de quartzito.

Os seixos de quartzito são ligeiramente menos achatados e mais arredondados do que os de quartzo. A diferença não é, contudo, significativa, pelo que os consideramos em conjunto.

Os elementos rolados do referido conglomerado não provêm unicamente das formações detriticas da proximidade (Jurássico superior, Cretácico inferior, Paleogénico e Miocénico). A excessiva pobreza de elementos quartzíticos não pode estar na origem da relativa abundância de seixos de quartzito existentes no conglomerado. Estes, bem como grande parte dos calhaus rolados de quartzo, correspondem a acarreios originários do maciço antigo situado a norte e a nordeste da bacia do Tejo, com prolongada evolução fluvial ao longo da mesma bacia.

É possível que estas cascalheiras tenham sofrido algum desgaste em regime de praia. Todavia, os elementos estão pouco achatados e os valores correspondentes ao rolamento são inferiores aos habituais nos seixos de praia.



P<sub>2</sub> — *Areia arcósica micácea* (C<sub>9</sub>) — Mais argilosa do que as restantes, esta formação é caracterizada pela abundância de feldspato e de micas, branca e preta. Granulométricamente bem distinta das restantes areias que constituem o corte, apresenta-se como areia de origem fluvial, o que parece confirmar-se pelo carácter pouco rolado dos grãos de quartzo. Em relação aos minerais pesados, o cortejo difere dos restantes por conter biotite. Finalmente, a composição argilosa desta camada é, como as demais, constituída por caulinite e ilite, com a pequena diferença de conter vestígios de montmorilonite.

P<sub>1</sub> — *Areias de grão médio a grosseiro, bem calibradas, marinhas* (C<sub>5</sub> a C<sub>3</sub>) — Trata-se de areias pouco argilosas, algo arcósicas e muito pouco micáceas (apenas moscovite). São relativamente grosseiras, bem calibradas e roladas. Estas características, associadas ao aspecto brilhante da maioria dos grãos, são suficientes para que se considerem como marinhas (praia).

O cortejo de minerais pesados caracteriza-se pela persistência de turmalina, andaluzite, estaurolite. Na fracção argilosa a caulinite é o mineral mais abundante, seguido da ilite.

As concentrações de elementos rolados de várias naturezas petrográficas, existentes na base da camada C<sub>5</sub>, não permitem observações seguras, em virtude do grau de alteração dos referidos calhaus. Envolve-os geralmente uma crosta ferruginosa que impregna a matriz arenosa. Pela mesma razão, não é possível fazer considerações sobre o grau de rolamento dos calhaus. Podem, todavia, identificar-se elementos de:

- granito, de tipo de Sintra, muito arenizado;
- basalto ou rocha básica, podre;
- quartzo, sub-rolado.

M<sub>VII</sub> — *Miocénico superior* (C<sub>2</sub> e C<sub>1</sub>) — Substancialmente diferente das formações sobrejacentes. As duas camadas referem-se, respectivamente, às amostras 442-12 e 442-11, aludidas no capítulo anterior. Repetimos os resultados, não só porque as ditas camadas fazem parte deste corte, como para facilitar a comparação imediata das várias formações constituintes.

**b — Corte na arriba, 1 km a sul de Fonte da Telha (figs. 15-5, 19 e 20)**

- C<sub>17</sub> — Areia fina micácea (3 m);
- C<sub>16</sub> — Camada conglomerática, com calhaus rolados de quartzo e quartzito, matriz arenosa e cimento argiloso (4 m);
- C<sub>15</sub> — Areia fina, argilosa, micácea, rósea clara (3 m);
- C<sub>14</sub> — Camada conglomerática semelhante a C<sub>16</sub> (1,5 m);
- C<sub>13</sub> — Areia fina, pouco argilosa, micácea, amarelada clara (6 m);
- C<sub>12</sub> — Areia de grão fino a médio, argilosa, micácea, com abundantes moldes de moluscos marinhos, vermelha escura (1 m);
- C<sub>11</sub> — Areia fina, pouco argilosa, micácea, amarelada clara (2 m);
- C<sub>10</sub> — Areão grosseiro, de elementos boleados de quartzo, envolvidos por matriz arenosa fina, pouco argilosa, micácea, amarelada (2 m);
- C<sub>9</sub> — Areia de grão médio, pouco argilosa, feldspática, rósea clara (3 m);
- C<sub>8</sub> — Camada conglomerática (3 m);
- C<sub>7</sub> — Areia de grão grosseiro a médio, muito pouco argilosa, feldspática, castanho-amarelada (11 m);
- C<sub>6</sub> — Camada conglomerática estreita semelhante a C<sub>16</sub> (0,5 m);

- C<sub>5</sub> — Areia de grão médio a fino, muito argilosa, pouco feldspática, com zona de forte impregnação ferruginosa, castanha (10 m);
- C<sub>4</sub> — Areia de grão médio a fino, bem rolado, muito pouco argilosa, amarelada clara (3 m);
- C<sub>3</sub> — Camada conglomerática, com calhaus de granito, basalto, sienito, xisto do Ramalhão, etc., envolvidos em matriz arenosa, grosseira, amarelo-acastanhada (1 m);
- C<sub>2</sub> — Areia de grão médio a grosseiro, bem rolado, muito pouco argilosa, feldspática, castanho-amarelada (7 m);
- C<sub>1</sub> — Argilite arenoso, cinzento-esverdeado, com zonas de impregnação ferruginosa (2 m) <sup>(1)</sup>.

O estudo das várias camadas deste corte sintetiza-se no Quadro LXII.

Do ponto de vista sedimentológico, as camadas observáveis na arriba, a sul de Fonte da Telha, podem agrupar-se em quatro conjuntos distintos. Assim, do topo para a base, consideram-se:

P<sub>3</sub>Q — *Areias finas, bem calibradas, com intercalações conglomeráticas* (C<sub>17</sub> e C<sub>13</sub>) — Os grãos de quartzo são, geralmente, sub-rolados ou rolados, com polimento marinho; muitos deles revelam, além disso, nítido picotado eólico. A biotite é relativamente abundante, facto que se não verifica nas areias subjacentes. Na fracção argilosa existe caulinite e illite.

Interestratificados neste conjunto, existem dois leitos conglomeráticos, constituídos por calhaus de quartzo (cerca de 60 %) e de quartzito (cerca de 40 %). Os índices morfométricos (Quadro LXIII) que caracterizam estas cascalheiras são sensivelmente os mesmos do conglomerado descrito no corte da Foz do Rego.

P<sub>2</sub> — *Areias grosseiras e finas, montmoriloníticas, com moldes de moluscos marinhos* C<sub>12</sub> a C<sub>10</sub>) — Além da existência de fósseis marinhos, descritos por ZBYSZEWSKI [1943] <sup>(2)</sup> e atribuídos por ele ao Pliocénico, destaca-se a presença de montmorilonite na fracção argilosa. Com efeito, são estas as únicas camadas pliocénicas que contêm o dito mineral argiloso. Na camada 10, ainda rica de caulinite e illite, começa por aparecer pequena quantidade de montmorilonite, que aumenta sucessivamente até atingir o máximo na camada fossilífera (C<sub>12</sub>).

Comparou-se a composição argilosa deste sedimento com o de outras formações pliocénicas, marinhas, fossilíferas. Procedeu-se assim em relação às argilas dos depósitos de Salir do Porto, Carnide (Pombal), Caldas da Rainha, Senhora da Vitória, etc., havendo grande semelhança quanto aos resultados obtidos (fig. 17).

P<sub>1</sub> — *Areias de grão médio a grosseiro, bem calibradas, marinhas* (C<sub>9</sub> a C<sub>2</sub>) — Estas camadas formam série espessa de areias, granulométricamente bem calibradas. As areias diferem das superiores (C<sub>17</sub>-C<sub>13</sub>) por serem mais grosseiras, muito menos argilosas e bastante pobres de biotite.

Observam-se, também aqui, leitos conglomeráticos que, à semelhança dos situados no topo da arriba, são constituídos por elementos de quartzo e de quartzito, com idêntico rolamento.

Na parte inferior da série (C<sub>3</sub>) individualiza-se um leito conglomerático, formado por calhaus rolados de basalto, rocha básica, xisto do Ramalhão, granito de Sintra e

<sup>(1)</sup> Referenciado atrás, no capítulo alusivo ao Miocénico, sob o n.º 453-1.

<sup>(2)</sup> ZBYSZEWSKI [1943] — *Op. cit.*



outras rochas indetermináveis em virtude do grau de alteração que apresentam. Observam-se, ainda, bolas de argila cinzento-esverdeada, semelhante à das rochas miocénicas subjacentes, constituindo «calhaus brandos» do mesmo conglomerado.

A identificação do tipo petrográfico destes calhaus assume interesse particular, pois sendo eles provenientes das regiões de Sintra e de Lisboa, como reconheceu CARLOS RIBEIRO, confirma-se a grande juventude da actual saída do Tejo.

Cada um dos calhaus foi desagregado, para observação dos respectivos componentes.

- a) Calhau podre, castanho-amarelado, orlado por uma capa ferruginosa que afecta a matriz arenosa envolvente. Desagregado, revela-se constituído por concreções ferruginosas e argilosas, resultantes da alteração dos minerais primários, dos quais apenas persistiu a magnetite. A argila de alteração contém illite e caulinite em muito pequena percentagem . . . *rocha básica*, talvez *basalto*.
- b) Calhau podre, esbranquiçado. Pela mesma técnica, forneceu concreções argilosas claras (com escassa caulinite), cubos limonitizados (pirite?) abundantes. Trata-se de rocha eruptiva, pobre de minerais ferromagnesianos, sem quartzo . . .  *sienito?*
- c) Calhau podre, branco. Desagregado, mostrou-se constituído por aglomerados de grãos muito finos, angulosos, de quartzo. É também rocha eruptiva, pobre de minerais ferromagnesianos. O residuo argiloso contém illite e caulinite . . .  *granito aplítico?*
- d) Rocha com quartzo, arenizada, branca. Os grãos de quartzo são bipiramidados (euédricos). Há ainda pequenas concreções argilosas, brancas, contendo caulinite e illite . . .  *granito de Sintra*.
- e) Calhau, mais ou menos bem conservado, de . . . *xisto do Ramalhão*
- f) «Calhau» de argilito cinzento-esverdeado. Sedimentologicamente semelhante aos argilitos do Miocénico superior: grãos de quartzo bem rolados e brilhantes, moscovite, biotite. Argila essencialmente montmorilonítica com caulinite e illite . . .  *argilito do Tortoniano*.

M<sub>VII</sub> — Na base da arriba, sob as areias pliocénicas, observam-se argilitos cinzento-esverdeados, como os referidos no capítulo alusivo ao Miocénico, sob a designação de 453-1.

c — *Corte na arriba, 1 km a norte de Lagoa de Albufeira* (figs. 15-9, 19 e 20)

- C<sub>6</sub> — Areia de grão fino a médio, muito pouco argilosa, feldspática, rósea clara (4 m);
- C<sub>5</sub> — Areia de grão médio a grosseiro, argilosa, feldspática, castanho-alaranjada (2 m);
- C<sub>4</sub> — Camada conglomerática com calhaus muito alterados de granito de Sintra e de basalto (1 m);
- C<sub>3</sub> — Areia de grão médio, argilosa, feldspática, castanho-alaranjada (2 m);
- C<sub>2</sub> — Areia muito fina, argilosa, coerente, castanho-avermelhada (1,5 m);
- C<sub>1</sub> — Areia muito fina, pouco argilosa, amarelada (2 m).

O estudo sedimentológico (Quadro LXIV) das diferentes camadas do corte geológico apresentado permite separar três conjuntos:

P<sub>3</sub>Q — *Areias bem calibradas* (C<sub>6</sub>) — Idênticas às referidas nos cortes de Foz do Rego e Fonte da Telha.

P<sub>1</sub> — *Areias de grão médio a grosseiro, bem calibradas, marinhas* (C<sub>3</sub> a C<sub>1</sub>) — São areias muito bem calibradas, com os grãos de quartzo sub-rolados ou rolados, mais ou menos brilhantes, alguns dos quais despolidos, devido a acções eólicas.

QUADRO LXIV

Camada n.º	Composição fundamental		Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Biotite	Granulometria da fracção arenosa					Composição argilosa (%)		
	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa			> 1 mm	0,5-1 mm	< 0,5 mm			Mediana		QD $\phi$	So	Skq $\phi$	Caulinite	Ilite	Montmorilonite
										$\phi$	mm						
6	96,7	3,3	80	20	SR-PB	R-B, R-M	SR-B e SA			1,5	0,35	0,35	1,25	—0,05	80	20	
5	91,5	8,5	75	25	SR-PB	SR-PB e R-M	SR-B e SA	alg.		0,5	0,72	0,4	1,30	0,0	80	20	
3	92,6	7,4	70	30	SR e R-PB	SR e R-B e M	SR-B e SA	alg. rara		0,8	0,58	0,4	1,30	0,0	80	20	
2	72,7	27,3	95	5		R-B	SR-B e SA	alg. rara		3,7	0,08	0,4	1,30	0,0	30	30	40
1	95,9	4,1	90	10		R-B	SR, SA e A	alg. alg.		2,9	0,13	0,4	1,30	0,0	5	15	80

À semelhança dos cortes de Foz do Rego e Fonte da Telha, também aqui se encontram concentrações de calhaus de rochas eruptivas várias, como basalto, granito de Sintra, etc.

M<sub>VII</sub> — *Arenitos de grão muito fino, argilosos, montmoriloníticos* (C<sub>2</sub> e C<sub>1</sub>) — Correspondem às mais elevadas camadas miocénicas existentes no corte, de cujo estudo nos ocupámos atrás.

d — *Corte numa trincheira, em S. Simão (Alfeite)* (figs. 15-6, 19 e 20)

C<sub>6</sub> — *Areia grosseira, pouco argilosa, avermelhada, com pequenos seixos de quartzo e de quartzito* (2 m);

C<sub>5</sub> — *Camada com concentrações de calhaus muito alterados de granito, basalto, xisto do Ramalhão, etc.* (1 m);

C<sub>4</sub> — *Areia de grão médio a grosseiro, argilosa, feldspática, castanho-avermelhada* (4 m);

C<sub>3</sub> — *Areia de grão médio, pouco argilosa, feldspática, muito ferruginosa, amarelo-acastanhada* (4 m);

C<sub>2</sub> — *Areia de grão médio, pouco argilosa, feldspática, esbranquiçada* (2 m);

C<sub>1</sub> — *Argilito, coerente, esverdeado, com impregnações amarelo-acastanhadas* (0,5 m).

Uma camada com «fauna astiana» situa-se a nível mais alto do que o abrangido neste corte e as camadas com vegetais, assinaladas por C. RIBEIRO [1866], paralelizam-se, provavelmente, com C<sub>1</sub>.

Do ponto de vista sedimentológico (Quadro LXXV), individualizam-se dois tipos petrográficos que parecem corresponder ao mesmo conjunto estratigráfico simbolizado por P<sub>1</sub> nos cortes anteriores:

— *Areias de grão médio a grosseiro, bem calibradas, pouco argilosas, essencialmente cauliniticas* (C<sub>6</sub> a C<sub>2</sub>) — Os grãos de quartzo apresentam rolamento e polimento marinhos, sobrepondo-se, em alguns, efeitos de acções eólicas.

Os calhaus de rochas variadas, muito alteradas, da região de Lisboa (C<sub>5</sub>), merecem considerações idênticas às feitas a propósito das jazidas anteriores.

— *Argilito esverdeado, coerente* — Esta camada, situada na base do corte, corresponde a lenticula argilosa intercalada nas areias. Se bem que as características difiram das do conjunto superior, não se afastam, contudo, das que considerámos inerentes ao Pliocénico. A maior percentagem de «ilite» em relação à caulinite deve-se à presença de mica, com a qual se confunde.

QUADRO LXV

Camada n.º	Composição fundamental (%)		Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Muscovite	Biotite	Granulometria da fracção arenosa					Composição argilosa	
	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm			Mediana		QD $\phi$	So	Skq $\phi$	Caulinite	Ilite
										$\phi$	mm					
6	90,3	9,7	90	10	SR-PB; R-B e M	SR e R-B e M	SR-B, SA e A	rara		0,5	1,4	0,85	1,8	0,04	75	25
4	87,2	12,8	75	25	SR-PB	SR-PB e R-M	SA e A			0,4	0,74	0,85	1,8	—0,15	80	20
3	91,2	8,8	70	30	SR-PB	R-M e SR-B	SR-B e A	rara		0,55	0,71	0,45	1,35	0,0	80	20
2	91,5	8,5	65	30	SR-PB	SR-PB e B	SA e A	alg. rara		0,85	0,56	0,55	1,45	0,0	70	30
1	19,1	80,9	75	25		SR-PB e B	SA e A	alg. alg.		3,4	0,1	1,2	2,4	—0,5	40	60

e — *Corte em Paio Pires (junto à Siderurgia Nacional)* figs. 15-7 e 20)

C<sub>5</sub> — Areia de grão médio a fino, pouco argilosa, pouco feldspática, castanho-avermelhada (2 m, visíveis);

C<sub>4</sub> — Areia de grão médio, pouco argilosa, feldspática, castanho-amarelada (3 m);

C<sub>3</sub> — Areia de grão médio a grosseiro, argilosa, feldspática, castanho-avermelhada clara (1,5 m);

C<sub>2</sub> — Areia de grão médio, pouco argilosa, feldspática, avermelhada clara (2 m);

C<sub>1</sub> — Areia de grão médio a fino, muito pouco argilosa, feldspática, branca (1 m, visível).

As cinco camadas correspondem a um único conjunto, com características de areias marinhas litorais, como pode verificar-se pelo estudo sedimentológico realizado (Quadro LXVI; fig. 15-7). De facto, os resultados são bastante semelhantes de camada para camada e parecem indicar aquela fácies. No que se refere aos minerais pesados, o cortejo é o mesmo dos demais cortes estudados, isto é, formado essencialmente por turmalina, andalusite e estaurólite, a que se associam, silimanite, distena e zircão, em menor quantidade.

QUADRO LXVI

Camada n.º	Composição fundamental		Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Muscovite	Granulometria da fracção arenosa					Composição argilosa	
	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm		Mediana		QD $\phi$	So	Skq $\phi$	Caulinite	Ilite
									$\phi$	mm					
5	91,8	8,2	90	10	SR e R-PB	R-M e R-B	SR-B e SA	rara	0,85	0,56	0,45	1,35	0,0	85	15
4	93,5	6,5	85	15	SR-PB	R-M e R-B	SR-B e SA	rara	0,45	0,73	0,35	1,25	0,0	80	20
3	90,7	9,3	80	20	SR-PB	SR-PB e R-B	SR-B, SA e A	rara	0,3	0,84	0,60	1,5	0,0	90	10
2	93,8	6,2	70	30	SR-PB	R-B, R-M e SR-B	SR-B, SA e A	rara	0,0	1,0	0,50	1,45	0,0	90	10
1	96,7	3,3	85	15	SR e R-PB	SR-PB e R-B	SR-B, SA e A	rara	0,8	0,58	0,60	1,5	0,0	90	10

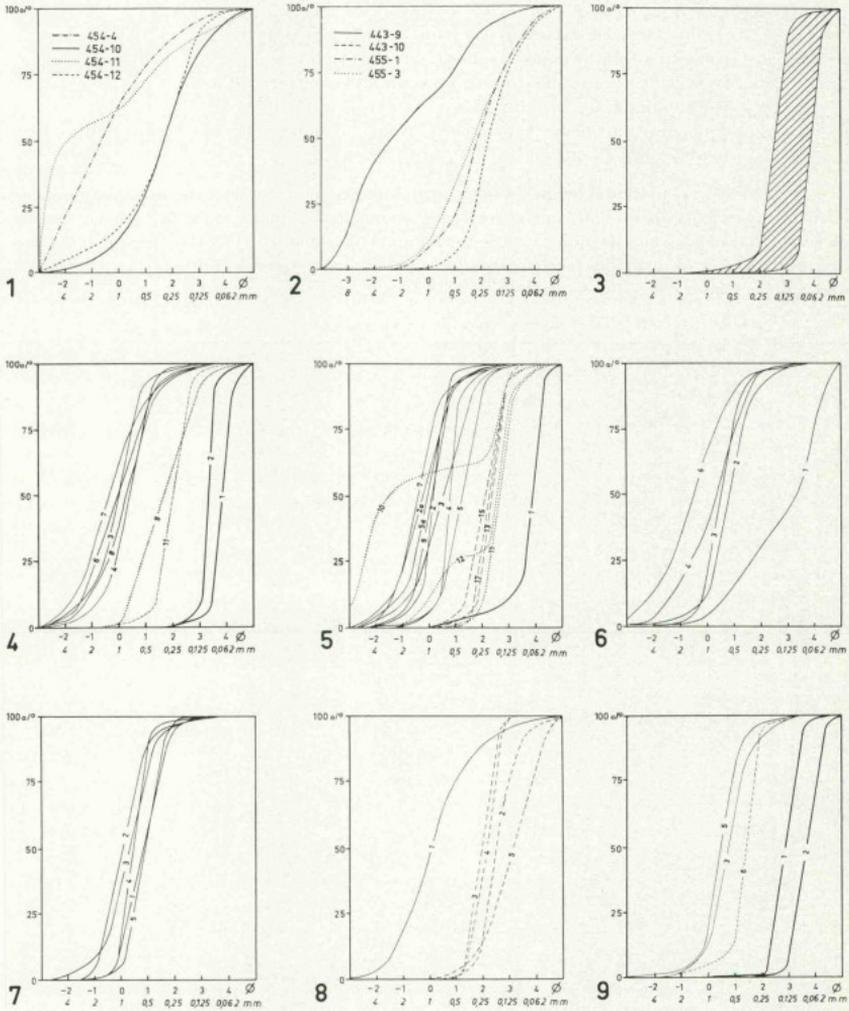


Fig. 15—Granulometria dos depósitos detriticos terciários da península de Setúbal. 1—curvas acumulativas da fracção arenosa de arenitos paleogénicos; 2—*idem* das «Formações vermelhas»; 3—área ocupada pelo conjunto das curvas acumulativas dos arenitos finos e siltitos do Tortoniano e do «Complexo de Sobreda»; 4, 5, 6, 7, 8 e 9—curvas acumulativas referentes aos cortes de Foz do Rego, Fonte da Telha, Alfete, Paio Pires, Apostiça e Albufeira.

f — Corte no areeiro situado 1 km a S 20° W de Apostiça (figs. 15-8, 19 e 20)

C<sub>5</sub> — Argilito arenoso, acinzentado, com impregnações ferruginosas (0,6 m);

C<sub>4</sub> — Areia fina, muito pouco argilosa, branca (2 m);

C<sub>3</sub> — Areia fina, muito pouco argilosa, amarelada clara (2,5 m);

C<sub>2</sub> — Arenito de grão fino, argiloso, cinzento claro (0,5 m);

C<sub>1</sub> — Areia de grão médio a grosseiro, pouco argilosa, com elementos muito bem rolados, esbranquiçada (3 m).

Neste corte individualizam-se dois conjuntos, com características sedimentológicas próprias, particularmente no que se refere à composição fundamental, à forma e estado da superfície dos grãos de quartzo e à granulometria (Quadro LXVII). As restantes são comuns a todas as camadas e correspondem às características próprias das formações ditas pliocénicas.

QUADRO LXVII

Camada n.º	Composição fundamental		Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Granulometria da fracção arenosa					Minerais pesados							Composição argilosa					
	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm		Mediana		So	Skq φ	Turmalina	Andaluzite	Estaurolite	Silimanite	Distena	Granada	Epidoto	Zircão	Caulinite	Illite				
									φ	mm																
5	17,8	82,2	95	5	R-M e R-B	R e SR-B	alg.	3,1	0,11	0,70	1,6	0,0	18	37	41								4		70	30
4	99,0	1,0	95	5	R-M e R-B	R e SR-B	rara	2,1	0,23	0,40	1,3	0,0	25	34	26	2					8	5			60	40
3	99,7	0,3	95	5	R-M	R e SR-B	alg.	1,95	0,26	0,35	1,25	0,0	25	53	17	4							1		50	50
2	62,8	37,2	93	7	R-M e R-B	R e SR-B	rara	2,5	0,18	0,50	1,4	0,1	51	20	16	1	2				6	2	3		70	30
1	94,9	5,1	97	3	R-B e PB	R-B	R e SR-B	alg.	0,1	0,95	0,85	1,8	0,05	43	30	21					1	1	4		40	60

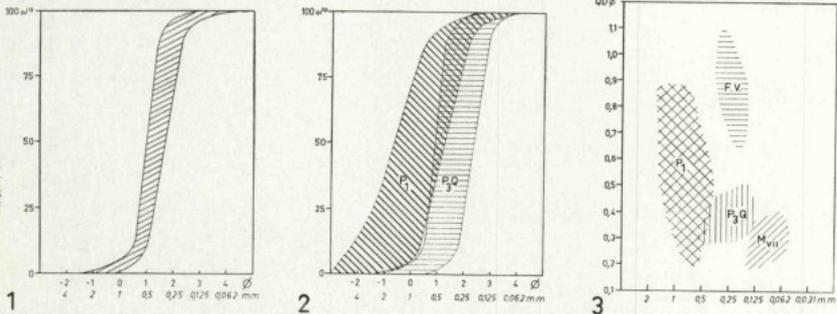


Fig. 16 — 1 — área ocupada pelo conjunto das curvas acumulativas referentes à granulometria da fracção arenosa das «areias de Colna»; 2 — *idem* das areias do Pliocénico inferior (P<sub>1</sub>) e do Plio-plistocénico (P<sub>3</sub>Q) da península de Setúbal; 3 — correlações entre o parâmetro QDφ e a mediana, em mm, relativas às areias das várias formações da península de Setúbal: «Formações vermelhas» (F. V.), Tortoniano e «Complexo de Sobreda» (M<sub>vii</sub>), Pliocénico inferior (P<sub>1</sub>) e Plio-plistocénico (P<sub>3</sub>Q).

Os dois conjuntos referidos são:

P<sub>3</sub>Q — *Areias finas, bem calibradas.* — A camada C<sub>5</sub> corresponde a areias muito finas, depositadas em ambiente subaquático de águas calmas, constituídas por partí-

culas argilosas e micáceas e por detritos quartzosos pertencentes aos sedimentos arenosos subjacentes.

As camadas  $C_1$  a  $C_2$  constam de areias, essencialmente quartzosas, com pequena percentagem de feldspato e de moscovite. Esta formação é particularmente pobre de fracção argilosa, com excepção de estreita lenticula na base, que se apresenta mais argilosa. Predominam os grãos de quartzo, rolados e brilhantes (certamente de origem marinha) e rolados baços. Estes, em especial os mais grosseiros, com evidente despolimento eólico, resultaram daqueles, por transporte pelo vento.

O conjunto das areias finas, eolizadas, contém às vezes pequenas lenticulas argilosas, leitos de calhaus rolados e intercalações de lignitos e de diatomitos (Apostiça, Alfarim, etc.). Esta formação parece corresponder a sedimentação subaquática, talvez flúvio-lacustre, alimentada principalmente por areias eólicas vindas de extenso areal de praias situadas a oeste.

$P_1$  — *Areias de grão médio a grosseiro, bem calibradas, marinhas* ( $C_1$ ) — Correspondem a depósito constituído por areias quartzosas, muito bem roladas, equivalentes das mencionadas em cortes anteriores.

***g* — Areias finas e calhaus rolados da região de Coina (figs. 16-1, 19 e 20)**

Trata-se de areias semelhantes às do conjunto designado por  $P_3Q$ , de Foz do Rego, Fonte da Telha e Apostiça, com intercalações de leitos de calhaus rolados; podem observar-se na região de Coina, onde existem alguns areiros em exploração, com bons cortes. Estas areias são brancas e pouco feldspáticas; constituem matéria-prima de boa qualidade. A sucessão de camadas é, de cima para baixo:

- $C_6$  — Areias superficiais;
- $C_5$  — Concentrações de calhaus quartzo-quartzíticos rolados;
- $C_4$  — Areia fina, branca;
- $C_3$  — Leito de calhaus de granito e de outras rochas, rolados;
- $C_2$  — Areias finas, brancas;
- $C_1$  — Areias finas, amareladas.

Areias do mesmo tipo, embora mais ou menos impregnadas de óxidos de ferro, encontram-se por toda a península de Setúbal.

No intuito de definir esta formação, realizou-se o estudo sedimentológico de uma série de amostras cuja localização se apresenta no Quadro LXVIII.

QUADRO LXVIII

Amostra n.º	Localização	Classificação de campo
442-27	Areiro José da Moita	areia fina, pouco feldspática, branca
442-28	idem	areia fina, pouco feldspática, amarelada clara
442-29	Quinta do Farol (Paio Pires)	cascalheira quartzo-quartzítica rolada
442-36	Casal do Silveira (Paio Pires)	cascalheira quartzo-quartzítica rolada
443-11	1 km a ESE de Coina	areia fina amarelada clara
443-12	V. G. Castelo do Quiteiro (Sto. António da Charneca)	areia fina amarelada clara
454-2	V. G. Marco Furado (Coina)	arenito fino, argilo-hematítico, vermelho
454-15	500 m a S de V. G. Marco Furado	areia fina, pouco argilosa, avermelhada
454-16	600 m a SE de V. G. Ruivos (Quinta do Anjo)	areia fina, argilosa, avermelhada

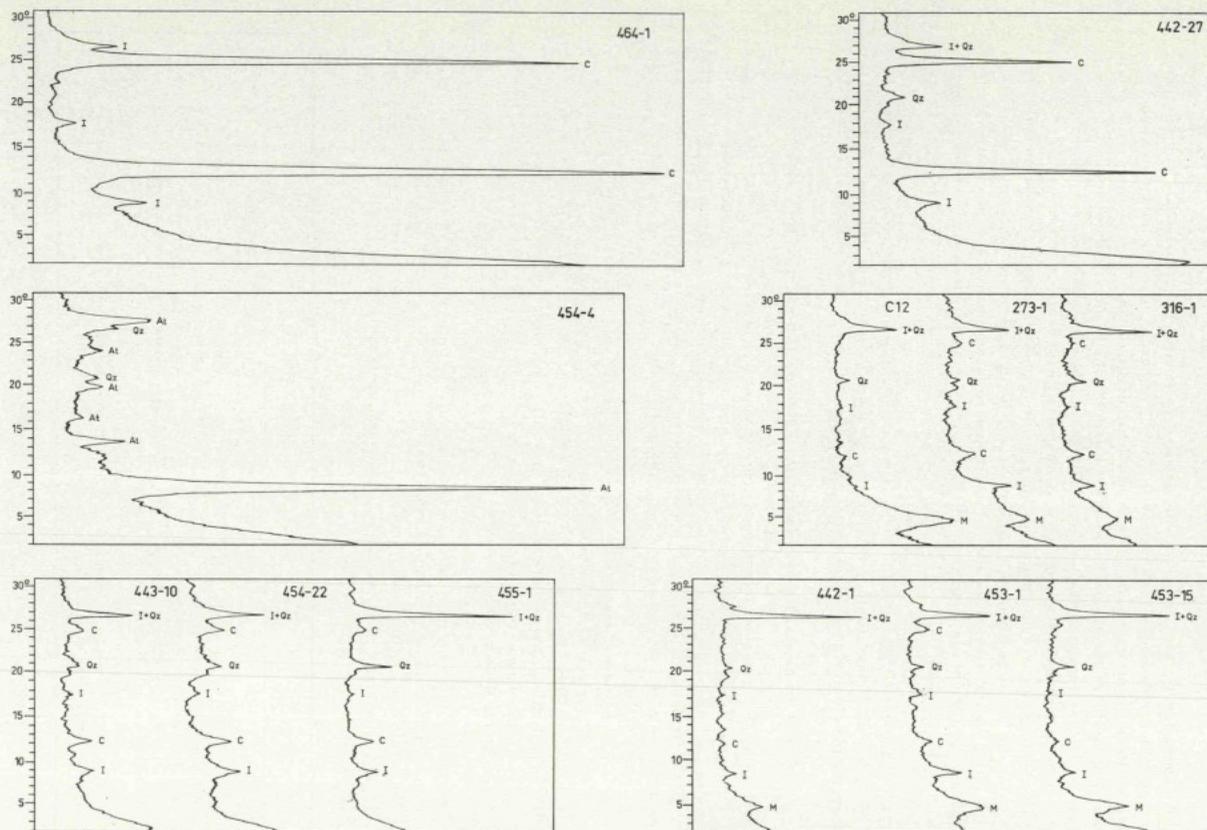


Fig. 17 — Difractogramas de raios X (radiação  $k/\alpha$  do cobre a 20 mA e 40 kV) da fracção argilosa de alguns sedimentos da península de Setúbal: 464-1 — Cretácico; 454-4 — Paleogénico; 443-10, 454-22 e 455-1 — «Formações vermelhas»; 442-1, 453-1 e 453-15 — Tortonlano e «Complexo de Sobreda»; 442-27 — Plio-plistocénico (areias de Coína); C<sub>12</sub> — Pliocénico marinho de Fonte da Telha, 273-1 — *idem* de Pombal e 316-1 — *idem* de Salir do Porto. A — atapulgite; C — caulinite; I — illite; M — montmorillonite; Qz — quartzo.

Estas areias são pouco argilosas e contêm, geralmente, pequena percentagem de feldspato e moscovite rara. No que se refere à forma e ao estado da superfície, os grãos de quartzo revelam acção eólica acentuada. Com efeito, predominam os grãos rolados bozados, embora se reconheçam grãos rolados brilhantes, marinhos, incompletamente colozados, denunciando a origem litoral das areias (Est. XVII, fig. 4).

A composição da fracção argilosa está representada por caulinite (Fig. 17, no texto, Est. XIV, fig. 4) associada a ilite escassa (Quadro LXIX). O microscópio electrónico revela, ainda, a existência de haloisite (Est. XII, fig. 2 e Est. XIII).

QUADRO LXIX

Amostra n.º	Composição fundamental		Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Composição argilosa		
	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm	Caulinite	Ilite	
442-27	96,5	3,5	80	20	R-M e SR-B	R-M e R-B	SR-B e SA	rara	95	5
442-28	93,5	6,5	95	5	R-M e SR-B	R-M e R-B	SR-B e SA		100	
443-11	93,0	7,0	98	2	SR-PB, SR-B	R-M e R-B	SR-B e SA		90	10
443-12	96,1	3,9	100		R-M	R-M e R-B	SR-B e SA		95	5
454-2	76,6	23,4	100	vest.	SR-PB	R-M e R-B	SR-B e SA	rara	80	20
454-15	80,1	19,9	100	vest.	SR-PB	R-M e R-B	SR-B e SA		90	10
454-16	78,0	22,0	95	5	SR-PB	R-M e R-B	SR-B, SA e A	rara	95	5

Granulométricamente, estes sedimentos correspondem a areias finas, muito bem calibradas (Quadro LXX, fig. 16-1). Tais características são, por si, reveladoras da selecção de calibres compatíveis com o transporte eólico admitido.

QUADRO LXX

Amostra N.º	Q <sub>1</sub> φ	Mediana		Q <sub>3</sub> φ	QD φ	So	Skφ φ
		φ	mm				
442-27	1,2	1,5	0,36	1,8	0,30	1,23	0,0
442-28	0,7	1,0	0,5	1,3	0,30	1,23	0,0
443-11	1,2	1,65	0,32	2,1	0,45	1,35	0,0
443-12	1,15	1,5	0,36	1,85	0,35	1,25	0,0
454-2	1,1	1,55	0,35	2,0	0,45	1,35	0,0
454-15	0,8	1,25	0,42	1,7	0,45	1,35	0,0
454-16	0,8	1,15	0,46	1,5	0,35	1,25	0,0

A associação de minerais pesados das várias amostras observadas é muito semelhante. Estão presentes apenas minerais de grande resistência à alteração, como turmalina, andalusite, estauroilite, distena, zircão, etc. No Quadro LXXI apresenta-se o resultado de algumas contagens.

QUADRO LXXI

Amostra n.º	Turmalina	Andalusite	Estauroilite	Silimanite	Distena	Apatite	Zircão
442-27	73	18	5		2		2
422-28	70	20	6		3		1
443-11	49	26	14	3	4	4	1
454-2	60	29	11				

Os leitos conglomeráticos, referidos atrás como intercalações nas areias finas, são constituídos por cascalheiras quartzo-quartzíticas, com seixos bem rolados (Est. XIX, fig. 2); os valores referentes à respectiva composição petrográfica e aos índices morfométricos calculados constam dos Quadros LXXII e LXXIII.

QUADRO LXXII

Amostra n.º	Composição petrográfica	
	Quartzo	Quartzito
442-29	60	40
442-36	45	55

QUADRO LXXIII

Amostra n.º	Tipo petrográfico	Achatamento $\left(\frac{L+1}{2E}\right)$			Desgaste $\left(\frac{2r_1}{L}\right)$		
		Min.	Med.	Máx.	Min.	Med.	Máx.
442-29	Quartzo	1,3	1,7	2,3	0,09	0,22	0,62
	Quartzito	1,3	1,8	2,2	0,04	0,18	0,24
442-36	Quartzo	1,2	1,6	3,4	0,11	0,21	0,29
	Quartzito	1,2	1,6	4,8	0,08	0,24	0,39

É provável que estes calhaus tenham sofrido acções múltiplas, fluviais e marinhas, acabando por adquirir aquela configuração; representam os acarreios que, nas formações da bacia do Tejo, sofreram transporte mais longo. Não só o maior transporte que tiveram, como a possível acção marinha que sofreram na zona vestibular, aumentaram consideravelmente o rolamento dos referidos elementos.

Assinala-se, ainda, a presença de elementos de outras naturezas, intercalados nas areias brancas de Coima. Aqueles dispõem-se, de preferência, em nível situado mais ou menos a meia altura da actual frente de exploração do areeiro de José da Moita (fig. 19-g). Entre os calhaus referidos pudemos identificar granito de grão médio a fino, com o feldspato muito alterado e com moscovite rara. No resíduo lavado desta rocha não se encontraram os característicos grãos de quartzo bipiramidado, típicos do granito de Sintra. Na fracção fina identificámos caulinite e ilite.

Outra rocha, que ali figura como calhau rolado, também muito alterada, contém forte percentagem de argila residual (caulinite), grãos de quartzo, rolados e brilhantes, alguns de zircão, turmalina, andalusite e estauroilite, também rolados. Trata-se, portanto, de uma rocha sedimentar, provavelmente marinha.

Interessa notar que não observámos quaisquer elementos detríticos que pudessem identificar-se com basalto ou outra rocha básica.

Assim, não pode garantir-se a comunicação daquela zona com as regiões de Lisboa e Sintra, em contraste com o que sucedeu em relação aos níveis inferiores, onde o facto é evidente.

No mesmo conjunto de areias finas e cascalheiras roladas existem diatomitos e lignitos, como é o caso de Apostiça, Porto do Concelho, Ferraria e Amieira (Alfarim) (fig. 20). Nesta última localidade o diatomito é branco e está interestratificado nas areias.

## 2 — Considerações sobre os depósitos Plio-pleistocénicos da península de Setúbal

Preferimos o termo geral de Plio-pleistocénico para designar os depósitos detriticos pós-miocénicos da região. Esta divisão envolve não só as formações arenosas subjacentes às «camadas com fauna astiana» de Alfeite e de Fonte da Telha (geralmente atribuídas ao Pliocénico) mas, também, as camadas fossilíferas citadas e, além disso, o complexo de areias finas, de calhaus bem rolados, de diatomitos e lignitos, que se lhes sobrepõe. Este complexo superior ora se encontra referido na bibliografia como Pliocénico, ora como Vilafranquiano.

A razão da preferência daquele termo estratigráfico mais lato, reside no facto de, na realidade, não se poder datar com segurança a maioria das formações. O pouco significado dos raros achados paleontológicos não fornece elementos cronológicos seguros. Apenas constituem excepção as camadas com fauna astiana, referidas, cujos fósseis parecem indicar, na opinião dos autores que os estudaram, idade pliocénica. As formações arenosas subjacentes que, por seu turno, repousam sobre o complexo de Sobreda, são, muito provavelmente, também pliocénicas. A dúvida maior existe em relação às areias finas e aos diatomitos do conjunto superior. A microflora dos diatomitos nunca foi, tanto quanto sabemos, estudada. Se algum dia o for, é provável que, à semelhança de Rio Maior, não forneça elementos decisivos. Nestes termos, o conjunto superior com areias finas e diatomitos, tanto pode corresponder ao Pliocénico, como ao Quaternário.

CHOFFAT [1900] <sup>(1)</sup>, alude a este facto, dizendo «Sous le nom de Pliocène, la carte géologique réunit des dépôts superficiels, arenacés, dont il a rarement été possible de fixer l'âge exact, vue la grande pénurie de fossiles. Il est probable que certaines parties sont à rapporter au Quaternaire».

O estudo sedimentológico agora apresentado, associado aos conhecimentos geológicos anteriores, permite dividir os depósitos Plio-pleistocénicos da península de Setúbal em três conjuntos:

- P<sub>3</sub>Q — Complexo superior de areias finas, bem calibradas, com intercalações conglomeráticas, diatomitos e lignitos;
- P<sub>2</sub> — Camadas com fauna astiana do Alfeite;
- P<sub>1</sub> — Complexo inferior de areias, com calhaus de rochas eruptivas dos arredores de Lisboa.

Esta classificação corresponde, aproximadamente, à apresentada por ZBYSZEWSKI [1943] <sup>(2)</sup>.

P<sub>3</sub>Q — *Complexo superior de areias finas com intercalações conglomeráticas, diatomitos e lignitos* — Trata-se de areias finas, muito bem calibradas, muito pouco argilosas. O feldspato e a moscovite são, geralmente, pouco abundantes; na fracção argilosa, predomina a caulinite. Os grãos revelam origem marinha, com marcas intensas de picotado eólico (provocado ao serem retomadas do litoral até ao local de deposição).

A progressão, para o interior, das areias litorais fazia-se em regime dunar, activado pelos ventos dominantes de oeste. Sempre que no percurso se interpunham zonas inundadas (braços de delta, lagunas ou simples áreas pantanosas) as areias depositavam-se e fixavam-se. A estratificação entrecruzada que às vezes se observa nestes sedimentos, bem como os leitos de calhaus rolados intercalados, parecem confirmar o

<sup>(1)</sup> P. CHOFFAT — Le Portugal au point de vue agricole. *Imprensa Nacional*, Lisboa, 1900.

<sup>(2)</sup> G. ZBYSZEWSKI [1943] — *Op. cit.*

ambiente de deposição sugerido, isto é, zonas no limite dos acarreios fluviais, sujeitas às acções de fluxo e refluxo das correntes de maré.

Estas areias finas — *areias de Coina* (por estarem particularmente bem representadas nesta localidade) — ocupam vasta área; reconhecemo-las na parte superior da arribal litoral da Foz do Rego, Fonte da Telha (aqui sobre a camada fossilífera) e a norte da restinga da Lagoa de Albufeira. Encontram-se ainda nas regiões de Apostiça, Alfirim, Ruivos (Quinta do Anjo), Palhais, etc.; estendem-se, para leste, na direcção de Pinhal Novo. Mais para o interior passam a formações francamente fluviais.

As areias mencionadas, dada a respectiva qualidade, são exploradas com vários fins industriais. Esta exploração vem de longa data. A. VANDELLI <sup>(1)</sup> refere-se-lhes, dizendo: «Nas vizinhanças de Coina, Verderena, etc., se acha o feldspato decomposto que em seis partes, contém uma de kaolin ou argila pura, ou alumina e cinco de areia».

Não pudemos ocupar-nos dos limites rigorosos destas formações, bem como das subjacentes. Limitámo-nos a definir as características sedimentológicas dos vários conjuntos e a demonstrar que só com o auxílio de estudos laboratoriais é possível separá-los no terreno.

Este complexo comporta, ainda, intercalações de lignito (Porto Concelho, junto ao vale da ribeira de Apostiça) e de diatomito (Apostiça, Ferraria e Amieira).

As características sedimentológicas das areias de Coina e a íntima associação a lignitos e diatomitos não pode deixar de sugerir comparação com as formações idênticas de Rio Maior, de Vale de Santarém e de Mem Martins. Há, todavia, uma diferença — a altitude dos depósitos. Os de Coina estão incomparavelmente mais baixos.

Sabe-se que as camadas com fauna astiana do Alfeite (subjacentes às areias de Coina) estão deformadas e acompanham a estrutura em sinclinal da península. Nestes termos, duas hipóteses se podem considerar:

- 1 — O complexo superior foi, também, deformado em conjunto com as formações inferiores e está, portanto, relacionado com nível de base mais elevado do que o actual. Este nível pode ser o mesmo que condicionou os depósitos de Mem Martins;
- 2 — O dito complexo não está deformado e instalou-se, posteriormente, na área de deformação em sinclinal. Nestas condições, relacionar-se-á com nível de base mais baixo do que o anterior.

Na segunda hipótese o complexo superior é mais moderno do que na primeira.

A primeira hipótese afigura-se mais válida. As características de sedimentação litoral não se encontram dentro da bacia do Tejo para lá da área da península de Setúbal. Se houvesse immobilismo encontrar-se-iam, forçosamente, no interior da bacia, depósitos marinhos equivalentes, por exemplo, aos do nível de Aljubarrota. Ora tal não se verifica.

Poderá argumentar-se dizendo que a erosão os destruiu, o que não é provável. Numa área tão vasta, certamente ficariam alguns retalhos ou, quando muito, concentrações aqui e além de calhaus marinhos. Por outro lado, certas superfícies planálticas do Ribatejo, autênticos terraços fluviais, estão ainda tão bem conservados que não é possível imaginá-las varridas de quaisquer outros depósitos posteriores. Estas super-

<sup>(1)</sup> A. VANDELLI — Adittamentos ou notas à memoria geognostica, ou golpe de vista do perfil das estratificações das diferentes rochas que compõem os terrenos desde a Serra de Cintra até á da Arrabida. *Historia e Memorias da Academia Real das Sciencias de Lisboa*. Vol. XI, parte I, pp. 281-306. Lisboa, 1831.

fícies estão a altitudes tais que, a admitir-se a estabilidade do continente, teriam sido forçosamente invadidas pelo mar transgressivo que atingiu a serra dos Candeeiros.

Torna-se assim necessário admitir que, em relação à bacia do Tejo, o litoral para esse nível marinho (a cerca de 200 m) oscilou por toda a região da península de Setúbal (muito mais elevada do que actualmente) e que nunca recuou para o interior.

A subsidência da depressão a que corresponde a bacia do Tejo e a deformação em sinclinal da península de Setúbal (fig. 18) continuam a verificar-se até aos tempos mais modernos. Este fenómeno parece ter sido constante ao longo dos tempos terciários, naquela bacia, desde a sua formação, como fossa tectónica. O enchimento prosseguiu durante todo o Cenozóico, até ao momento em que o recuo rítmico do mar, no Quaternário, permite que nela se entalhem profundos rasgões correspondentes à rede hidrográfica do Tejo actual.

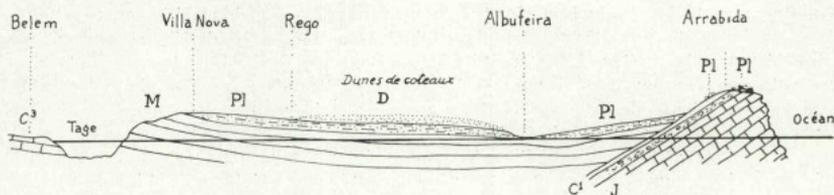


Fig. 18 — Perfil esquemático N-S da península de Setúbal apresentado por P. CHOFFAT em 1912 <sup>(1)</sup>. J — Jurássico; C — Cretácico; M — Miocénico; Pl — Pliocénico; D — dunas.

Em conclusão, paraleliza-se o complexo de areias finas e diatomitos, referido neste capítulo, com os equivalentes de Rio Maior, Óbidos e Vale de Santarém, e com os depósitos fluviais do topo do planalto do Ribatejo e Alto Alentejo que ZBYSZEWSKI refere sob o nome de «plateau pliocène». Relativamente à idade limitamo-nos a confirmar a opinião de ZBYSZEWSKI [1943], segundo a qual as areias de Coina, bem como todo o complexo superior a que pertencem, representam o Pliocénico superior ou o início do Quaternário.

P<sub>2</sub> — «Camada com fauna astiana do Alfeite» — Assim designada por ZBYSZEWSKI [1963] <sup>(2)</sup>, que a descreve como «um nível de grés amarelados ou avermelhados com calhaus rolados, os quais pertencem à parte superior da série pliocénica e podem ser observados na região situada entre Caparica, Alfeite, Seixal e Coina».

O primeiro jazigo fóssilífero foi descoberto por P. CHOFFAT <sup>(3)</sup> em 1883. Trata-se de um leito de argilito, com abundantes impressões de folhas de vegetais terrestres carreados, e moldes de moluscos marinhos, situado na parte superior de uma série detrítica («couches inférieures d'Alfeite»), cujo corte fora descrito por CARLOS RIBEIRO, em 1866 <sup>(4)</sup>.

<sup>(1)</sup> P. CHOFFAT — Rapports de géologie économique. I — sur les sables aurifères marins d'Adiça et sur d'autres dépôts aurifères de la côte occidentale de la péninsule de Setúbal. *Comunicações da Comissão do Serviço Geológico de Portugal*. Vol. IX. Lisboa, 1912.

<sup>(2)</sup> G. ZBYSZEWSKI — Notícia explicativa da folha n.º 4, Lisboa, da Carta Geológica dos arredores de Lisboa, na escala de 1/50 000. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa, 1963.

<sup>(3)</sup> P. CHOFFAT — Observations sur le Pliocène du Portugal. *Mémoires de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie & d'Hydrologie*. Vol. III, pp. 119-123. Bruxelas, 1889.

<sup>(4)</sup> C. RIBEIRO — Descrição do terreno quaternário das bacias dos rios Tejo e Sado. *Comissão Geológica de Portugal*. Lisboa, 1866.

Os fósseis ali colhidos posteriormente foram estudados por SAPORTA <sup>(1)</sup>, que se ocupou dos vegetais; DOLFFUS e COTTER <sup>(2)</sup> descreveram a fauna. Estes autores foram unânimes em atribuir-lhes idade do Pliocénico antigo.

Novos jazigos foram, mais recentemente, descobertos pelo pessoal dos Serviços Geológicos de Portugal; tais são os de S. Joanes, Cruz de Pau, Quinta da Barroca, nas proximidades de Amora, de Paio Pires e de Fonte da Telha na arriba litoral a sul de Caparica. ZBYSZEWSKI [1943, *op. cit.*] ocupou-se da paleontologia destes depósitos e atribui-os ao Pliocénico de fácies astiana.

Sedimentologicamente, a camada fossilífera de Fonte da Telha caracteriza-se, em especial, pela presença de montmorilonite na fracção argilosa. Este facto é uma excepção em relação ao carácter essencialmente caulinitico dos depósitos pliocénicos da bacia do Tejo. Contudo, como foi referido, há grande analogia entre a composição argilosa destes sedimentos e a dos depósitos pliocénicos marinhos situados a norte do Tejo. Trata-se, sem dúvida, de montmorilonites de neoformação em meio marinho ou de estuário.

Das demais características sedimentológicas destaca-se a distribuição granulométrica, bimodal, das areias. Este aspecto pode corresponder a sobreposição de dois tipos de sedimentação: um como consequência de acções litorais e o outro da responsabilidade de acarreios eólicos de areias finas, granulométricamente homogéneas. A morfoscopia revela, de resto, a coexistência destas acções.

A penetração do litoral pliocénico para o interior, que para FLEURY <sup>(3)</sup> não iria além de Coima e que ZBYSZEWSKI <sup>(4)</sup> faz recuar até ao meridiano de Pinhal Novo, é, como se vê, bastante limitada. Este regolfo coincidiu certamente com a zona vestibular da bacia hidrográfica de então. No que respeita à relação que existia entre este e a equivalente à actual bacia do Sado, deixamos o problema em aberto, por faltarem os elementos necessários. Todavia, é provável que, nesta altura, estivessem separadas e que as cumeadas da serra da Arrábida, menos soerguidas do que actualmente <sup>(5)</sup>, constituíssem uma ilha, como tem sido sugerido por outros autores. A serra de Sintra estava nas mesmas condições.

Quanto à actual saída do Tejo pouco acrescentamos à síntese apresentada por G. ZBYSZEWSKI, em 1943 (*op. cit.*), da qual salientamos as passagens seguintes:

A deformação das camadas pliocénicas e a existência de falhas que as afectam, revelam a posterioridade de movimentos orogénicos (fim do Pliocénico, começo do Quaternário <sup>(6)</sup>).

A deformação em sinclinal da região da Lagoa de Albufeira devia ter conservado o «Tejo» no seu leito primitivo. Uma vez que tal se não verifica, o autor conclui: «L'établissement du Tage ou tout au moins d'un de ses bras sur son parcours actuel, entre Cacilhas et Trafaria, serait donc plus ancien que la déformation».

Quanto a nós, a única coisa que por ora afirmamos é que o referido braço do Tejo é posterior às camadas que contêm calhaus do maciço de Sintra e da região de

<sup>(1)</sup> In P. CHOFFAT [1900] — Le Portugal au point de vue agricole, p. 36.

<sup>(2)</sup> G. F. DOLFFUS & J. C. BERKELEY COTTER — Le Pliocène au Nord du Tage. *Comissão do Serviço Geológico de Portugal*, p. VII, Lisboa, 1909.

<sup>(3)</sup> E. FLEURY — As últimas grandes evoluções geológicas do Ribatejo. *Boletim da Junta Geral do Distrito de Santarém*, n.º 43, 1936.

<sup>(4)</sup> G. ZBYSZEWSKI [1943] — *Op. cit.*

<sup>(5)</sup> A. RIBEIRO encontrou areias fossilizando fendas nos calcários jurássicos, a norte do Portinho da Arrábida, a cerca de 370 m de altitude. Trata-se de areias marinhas coizadas. O estudo sedimentológico, feito por MIGUEL RAMOS e por nós, não foi publicado.

<sup>(6)</sup> Já em 1831, ESCHWEGE (*op. cit.*) aludia à estrutura sinclinal da península de Setúbal. A modernidade da actual foz do Tejo é, também, ali, focada bem como a hipótese de este rio ter desaguado no local onde hoje se situa a lagoa de Albufeira.

Lisboa, as quais se encontram deformadas. Parece pois poder inferir-se a grande modernidade do troço do Tejo entre Cacilhas e Trafaria (1) cuja causa pode ser de natureza tectónica.

Resta falar da camada de areias arcóscicas, biotíticas, que na escarpa da Foz do Rego estão intercaladas entre o complexo superior (P<sub>3</sub>Q) e o inferior (P<sub>1</sub>). Não há qualquer semelhança sedimentológica entre estes sedimentos e os marinhos, fossilíferos (P<sub>2</sub>), com os quais os paralelizamos. Ao correlacioná-los, baseamo-nos apenas na posição estratigráfica que ambos ocupam em relação aos complexos que os enquadram.

As características sedimentológicas deste depósito assemelham-se bastante aos arenitos arcóscicos e biotíticos do Miocénico, pelo que não repugna aceitar que correspondam a materiais retomados de sedimentos anteriores e redepositados antes de entrarem no domínio marinho. Não é provável que derivem de rochas eruptivas do maciço de Sintra, visto que, atendendo à frescura dos materiais detríticos, seria natural encontrar grãos de outros minerais ferromagnesianos, mas tal não se verifica.

P<sub>1</sub>. — *Complexo inferior de areias com calhaus de rochas eruptivas dos arredores de Lisboa* — Este complexo coincide sensivelmente com o conjunto designado por «*Couches inférieures d'Alfeite*» [ZBYSEWSKI, 1943] ou por «*Pliocénico indiferenciado*» [ZBYSEWSKI, 1963].

É constituído por areias de grão médio a grosseiro, bem calibradas. Os grãos estão geralmente bem rolados, com evidente acção marinha litoral. A fracção argilosa é escassa e essencialmente constituída por caulinite.

As características granulométricas destas areias não se confundem com as do complexo superior (P<sub>3</sub>Q) e, muito menos, com as das chamadas formações vermelhas de Marco Furado, Flamengo, Vale do Grou, etc. Na fig. 16-2 representam-se as duas áreas ocupadas respectivamente pelas curvas acumulativas referentes aos conjuntos inferior (areias marinhas P<sub>1</sub>) e superior (areias finas colizadas P<sub>3</sub>Q). A mesma separação é posta em evidência na fig. 16-3, onde se correlacionam os valores das medianas com os do índice de calibragem. No gráfico representa-se o mesmo tipo de correlação referente às areias do Miocénico superior marinho (M<sub>VII</sub>) e das citadas formações vermelhas (F. V.).

A primeira descrição que alude a estas formações data de 1815; deve-se a JOSÉ BONIFÁCIO DE ANDRADA E SILVA (2) e diz respeito à arriba litoral, no local de Mina de Ouro, a sul da Fonte da Telha. Mais do que por simples curiosidade histórica, este corte merece ser recordado. O então secretário da Academia das Ciências de Lisboa refere-se-lhe nos termos seguintes:

«A barreira ou medão, que fica quase a pique, e sobranceiro à fralda da praia, tem de altura 122 palmos, e consta de 8 camadas distintas, quase horizontais, as quais no sítio da Mina do *Príncipe Regente* são as seguintes, principiando de baixo para cima:

- 1.ª — Argila ou salão cor de cinza, escura quando molhada, e menos carregada quando seca, fica ao nível do mar; não sabemos ainda a sua profundidade. Na continuação da praia, onde em alguns sítios as camadas fazem *selas*, ou alteamentos ondulados, observa-se abaixo do salão uma camada de marna argilosa, denegrida; e abaixo desta outra de petrificados de conchas engastadas em pasta argilosa cor de fumaça, que lhe dá o óxido de ferro, que nela abunda;

(1) Voltaremos a este assunto nas considerações finais.

(2) J. B. ANDRADA E SILVA [1815], *op. cit.*

- 2.<sup>a</sup> — Pissarra argilosa, que na sua prolongação para a praia é onde se lavra o ouro, e já fica descrita. Tem às vezes pedaços de detritos de conchas marinhas; e na barreira tem vinte palmos de grossura;
- 3.<sup>a</sup> — Areia algum tanto argilosa, cor de fumaça com muitos fragmentos grandes e miúdos de conchas; e com finíssimas partículas de mica argentina: tem de grossura vinte palmos;
- 4.<sup>a</sup> — Areia de cor parda amarelada, com muita mica disseminada: tem de grossura quinze palmos;
- 5.<sup>a</sup> — Areia amarela cor de ocre, com manchas e laivos mais desmaiados, e também com mica: tem de grossura dez palmos;
- 6.<sup>a</sup> — Pissarrão ou saibro pouco argiloso, de cor parda amarelada, mais escura do que a do n.º 4.º, contém muito pedregulho de quartzo comum, e algumas partículas de mica argentina: tem de grossura dez palmos;
- 7.<sup>a</sup> — Saibro grosso com alguma terra vegetal, de cor do n.º 4.º, mas sem mica; tem quinze palmos de grossura;
- 8.<sup>a</sup> — A camada última superficial é de areia grossa, pura, e quase branca, com alguns seixos rodados amarelados de quartzo silíceo, e com partículas de mica transparente: tem de grossura trinta palmos».

Também o corte clássico de CARLOS RIBEIRO [1866] <sup>(1)</sup> da escarpa do Alfeite refere-se aos depósitos inferiores à camada com fauna astiana, isto é, às «Couches inférieures d'Alfeite». O autor não menciona, ali, quaisquer fósseis marinhos; apenas se refere à existência de vegetais indetermináveis. Mais tarde, ROMÃO DE MATOS <sup>(2)</sup> refez o corte e assinalou a presença de fósseis marinhos. Esta fauna não foi estudada. Todavia, a sua existência é suficiente para confirmar o carácter marinho. As camadas mergulham ligeiramente para SE.

DOLLFUS e COTTER [1909] <sup>(3)</sup> citam, igualmente, as camadas da Foz do Rego. Finalmente, os trabalhos de G. ZBYSZEWSKI <sup>(4, 5)</sup> deram importante contribuição para o conhecimento destas formações geológicas; estudou e descreveu, a sul da Fonte da Telha, um corte que é, sem dúvida, o que abrange mais completamente as formações pós-miocénicas. O complexo inferior às camadas «astianas» está ali muito bem representado.

É nestas formações arenosas que existem as concentrações conglomeráticas com calhaus de rochas eruptivas (provenientes das regiões de Sintra e de Lisboa) referidas por CARLOS RIBEIRO [1866] <sup>(6)</sup>. A presença destes elementos prova que a «garganta» a que corresponde a actual saída do Tejo é, pelo menos, posterior às camadas que contém os calhaus aludidos.

O complexo inferior, e talvez mesmo as camadas fossilíferas sobrejacentes, devem corresponder, lateralmente, às formações que designámos por Pliocénico de fácies fluvial, no capítulo alusivo aos terrenos da margem direita do Tejo.

<sup>(1)</sup> *Op. cit.*

<sup>(2)</sup> In G. ZBYSZEWSKI, 1943 (*op. cit.*), p. 129.

<sup>(3)</sup> *Op. cit.*, p. IX.

<sup>(4)</sup> [1943] *Op. cit.*, p. 131.

<sup>(5)</sup> G. ZBYSZEWSKI & O. V. FERREIRA [1965] — Notícia explicativa da folha 38-B — Setúbal. *Op. cit.*, p. 11.

<sup>(6)</sup> *Op. cit.* Foi C. RIBEIRO quem, pela primeira vez, referiu a existência, nestas formações, de calhaus de rochas eruptivas variadas (granito, sienito, diorito, basalto, etc.) muito alteradas.

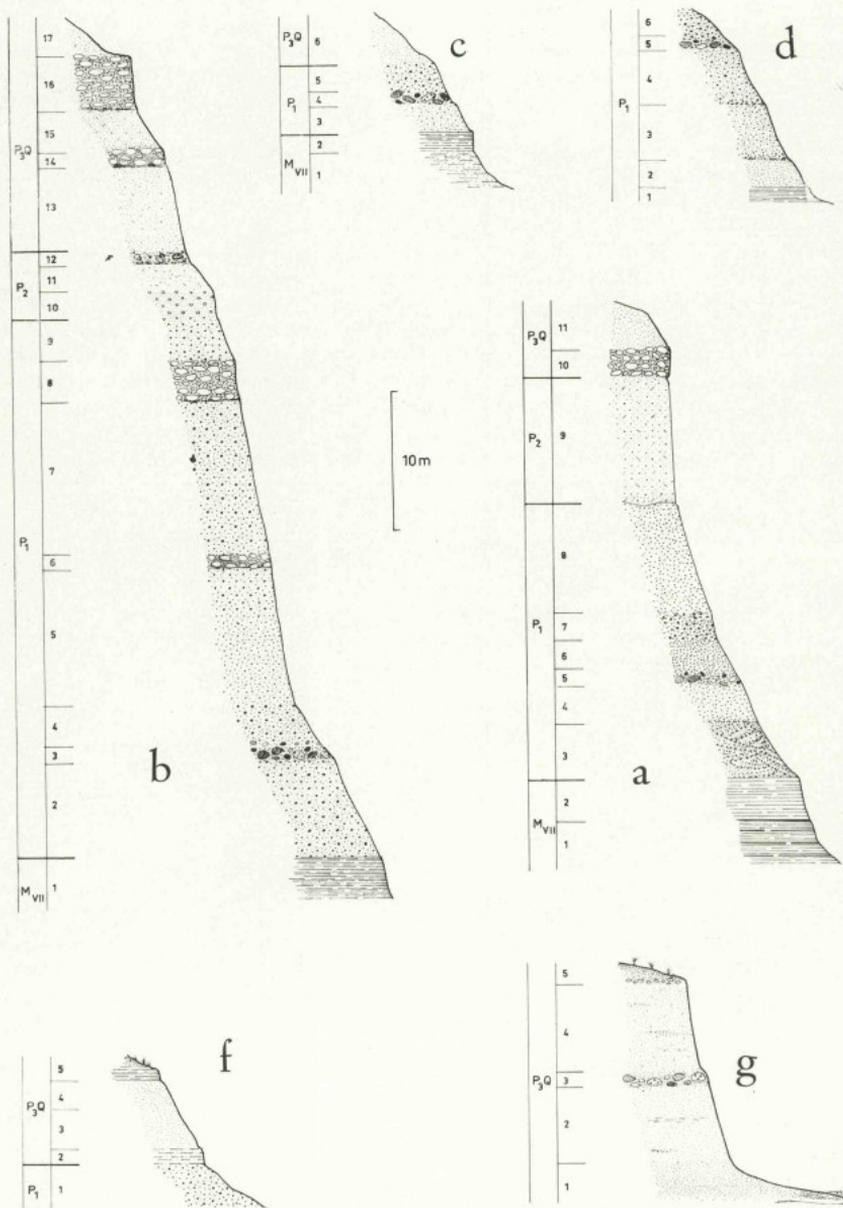


Fig. 19 — Alguns cortes esquemáticos dos depósitos terciários da península de Setúbal. a — Foz do Rego; b — Fonte da Telha; c — Albufeira; d — S. Simão; f — Apostiça; g — Coima.  $M_{VII}$  — Tortoniano e «Complexo de Sobreda»;  $P_1$  — Pliocénico inferior;  $P_2$  — camada com fauna astiana (F) e equivalentes laterais;  $P_3Q$  — Pliocénico superior e possível Pliocénico inferior.



## CAPÍTULO V

### DEPÓSITOS TERCIÁRIOS DA MARGEM ESQUERDA DA BACIA DO TEJO

#### I

#### CONSIDERAÇÕES GERAIS

##### 1 — Estado actual dos conhecimentos geológicos

Um dos primeiros estudos geológicos de pormenor relativos aos terrenos terciários da margem esquerda do Tejo deve-se a G. ZBYSZEWSKI [1946] e refere-se à região de Alpiarça <sup>(1)</sup>.

Um ano depois, o mesmo autor realizou estudo semelhante em relação à região de Almeirim <sup>(2)</sup>. No que se refere aos terrenos terciários, apresenta as seguintes divisões estratigráficas:

*Pliocénico médio e superior* — Grés rosados e amarelados, que se carregam, para o topo, de cascalheiras grosseiras, constituindo um manto de grande extensão e uniformidade. Segundo ZBYSZEWSKI trata-se de um antigo golfo ou estuário pliocénico que termina pelo acarreo de material por um pré-Tejo vilafranquiano.

*Pontiano e Pliocénico inferior* (MP) — Areias e argilas, às vezes recobertas por cascalheiras escorridas do planalto. O conjunto parece inclinar, ligeiramente, para leste.

*Miocénico inferior marinho — Burdigaliano inferior* — Calcários com *Venus ribeiroi*, de Vale do Cortiço.

Em 1962, GALOPIM DE CARVALHO <sup>(3)</sup>, em pequena nota dedicada à região de Ponte de Sor, define duas unidades fundamentais:

- 1 — *Complexo greso-conglomerático* — constituído por depósitos detríticos de fácies continental, essencialmente arenítico, com abundantes intercalações conglomeráticas e lenticulas argilosas. Na base, passa a arenito esverdeado, com elementos angulosos de quartzo, fragmentos de troncos de árvores silicificados e lenticulas de argila com vegetais;
- 2 — Inferiormente ao complexo citado, existe outro, designado por *complexo margsoso*. Trata-se de arenitos finos, com concreções margosas, passando em profundidade a margas amarelo-esbranquiçadas. Noutros locais, observam-se arenitos, brechas e conglomerados de cimento calcário.

<sup>(1)</sup> *Op. cit.* Ocupámo-nos deste trabalho no capítulo I.

<sup>(2)</sup> G. ZBYSZEWSKI — Étude géologique de la région d'Almeirim. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XXVIII, pp. 217-263. Lisboa, 1947.

<sup>(3)</sup> A. M. GALOPIM DE CARVALHO — Contribuição para o conhecimento geológico da região de Ponte de Sor. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*. Vol. XLVI, pp. 331-347. Lisboa, 1962.

Neste estudo não se adoptam, nem refutam, as atribuições de idade anteriormente propostas, relegando-se para mais tarde o problema estratigráfico.

Noutro trabalho, publicado posteriormente [1964], o mesmo autor retoma o estudo da região de Ponte de Sor, estendendo-o à de Galveias <sup>(1)</sup>. A sedimentologia foi aqui utilizada como principal via de investigação.

Como resultado, estabelece-se, para aqueles depósitos terciários, a seguinte classificação, do topo para a base:

C — Arenitos argilosos, micáceos, calhaus rolados, geralmente de grandes dimensões, e argilas do planalto. As areias são muito pouco feldspáticas e a argila é, exclusivamente, caulinite.

B — *Complexo de areias e calhaus rolados*

- 1 — Espessa série arenítica com intercalações de mantos de calhaus rolados quártzicos e quartzíticos. As areias são pouco feldspáticas e os minerais argilosos constituídos, exclusivamente, pela associação ilite-caulinite, em que se verifica a diminuição progressiva do primeiro daqueles minerais, à medida que se sobe na série estratigráfica (com cerca de 100 metros de espessura). No topo da série, atribuída, com reserva, ao Pliocénico a caulinite é o mineral argiloso predominante.
- 2 — Na base desta série, abarrancada por ela, situa-se outra, essencialmente arenítica (sem elementos quártzicos e quartzíticos rolados), mas com fragmentos de troncos de árvore silicificados, fragmentos angulosos de granito e de quartzo filoniano, e lenticulas de argila com impressões de vegetais. As areias são, às vezes, verdadeiras arcoses e a composição da fracção argilosa é caracterizada pela associação montmorilonite-ilite-caulinite. Esta série é relativamente pouco espessa (10 a 20 m) e foi atribuída, sob reserva, ao Miocénico inferior. Entre esta série e a superior há, portanto, grande lacuna de erosão, correspondente ao Miocénico médio e superior.

A — *Complexo arenítico-margoso*

Engloba o conjunto das formações subjacentes ao complexo de areias e calhaus rolados, que têm em comum a presença de acidentes calcários.

- 1 — *Areias finas com concreções calcárias* caracterizadas pela presença de montmorilonite, de ilite e de atapulgite.
- 2 — Neste complexo incluíram-se ainda os *depósitos calcários de vertente* (Pontinha, moinho do Tio Justo, Ervideira e Galveias). Alvitrou-se-lhe a idade oligocénica, atribuída aos mais antigos depósitos terciários da orla da bacia.

Apenas passados quatro anos, há alguns reparos a fazer a este nosso trabalho. As observações que, posteriormente, fizemos noutros locais da bacia do Tejo, levaram-nos a reconsiderar o problema e a proceder a novos estudos nesta região.

Os actuais pontos de vista, bem como a crítica ao estudo anterior, serão apresentados, oportunamente, no decorrer do trabalho que empreendemos.

(<sup>1</sup>) A. M. GALOPIM DE CARVALHO — Étude géologique et sédimentologique de la région de Ponte de Sor (Bordure Est du bassin tertiaire du bas Tage). *Thèse de Doctorat de 3ème Cycle, Sédimentologie*. Paris, 1964.

Em 1964, J. TRICART <sup>(1)</sup> publicou pequena nota referente às *rañas* da margem direita do Tejo, entre Vila Franca de Xira e a fronteira (julgamos que o autor em causa se quer referir à margem esquerda). Esta nota teórica peca por não referir pontos de observação localizados e por não trazer nada de novo.

O contraste entre o que se conhece de um e de outro lado do actual curso do Tejo está bem vincado na expressão: «Assim, ao contrário do que se pode observar na margem direita do Tejo, onde existem numerosas jazidas de vertebrados e vegetais fósseis, na margem esquerda os restos paleontológicos são escassos» [ZBYSZEWSKI, 1965] <sup>(2)</sup>.

O «complexo das Fazendas de Almeirim» (Miocénico e Pliocénico indiferenciados, segundo o autor referido) não só é semelhante a ele próprio em toda a espessura, como substancialmente diferente do «Complexo das Portas do Sol».

As formações do primeiro destes complexos são semelhantes às do Pliocénico de quinta do Anjo (Santarém) e demais afloramentos da margem direita, ao passo que as do segundo (Pliocénico, na opinião de ZBYSZEWSKI) se identificam com os depósitos areníticos e argilosos miocénicos, fossilíferos, da mesma região, como, por exemplo, os de Azambujeira (Santarém) ou os de Archino, estes, situados mais a sul.

Formações sedimentológicas semelhantes às do Miocénico detrítico da margem direita do Tejo, inclusivamente as do chamado complexo de Portas do Sol (Santarém) encontram-se, na margem esquerda, apenas no fundo dos vales mais encaixados, como são, para citar alguns, os das ribeiras de Muge e de Lamarosa.

Os reconhecimentos geológicos realizados por G. ZBYSZEWSKI nas regiões de Almeirim, Coruche, Lavre, Vendas Novas, Canha, Pêgões e Marateca, levaram-no a distinguir naqueles terrenos terciários três complexos sobrepostos:

- 3—O complexo greso-argiloso dos planaltos, bem desenvolvido no planalto de Pêgões (Pliocénico);
- 2—O complexo argilo-gresoso de Canha e de Bombel, constituído por formações pliocénicas e sarmato-pontianas indiferenciadas, contendo na parte superior as camadas com vegetais de Canha;
- 1—O complexo marinho-salobro do Vindoboniano, aflorante na área de Lavre, Vendas Novas e Marateca, tendo sido atravessado, também, em vários furos na região de Pêgões, S. Gabriel e Canha.

Aguarda-se o aparecimento de fósseis susceptíveis de definir a idade, em especial, do complexo 2, presumido como sarmato-pontiano, na base, e pliocénico no topo. Até lá pronuncia-se a sedimentologia.

## 2—Limites da região e breves considerações sobre a morfologia

A região que considerámos como parte oriental da bacia do Tejo é limitada a oeste e a norte pelo vale daquele rio, no troço compreendido entre a foz e, aproximadamente, Vila Velha de Ródão.

A oriente o limite aludido é de difícil definição, em virtude do profundo rendilhado dos afloramentos. Estes, muito menos espessos na periferia da bacia, rapidamente tomaram aspectos recortados e, às vezes, se isolaram, mercê da incisão da rede

<sup>(1)</sup> J. TRICART—Observations sur les «rañas» de la vallée du Tage au Portugal. *Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*. Fasc. 8, pp. 302-303. Paris, 1964.

<sup>(2)</sup> G. ZBYSZEWSKI—Observações acerca da idade de três jazidas de vertebrados terciários. *Boletim da Academia das Ciências de Lisboa*. Vol. XXXVII, pp. 218-230. Lisboa, 1965.

hidrográfica. A mesma incisão fluvial é responsável pela «penetração», às vezes considerável, de afloramentos de maciço antigo dentro da área da bacia; é o que acontece ao longo dos vales de alguns dos principais rios e ribeiras, ali existentes.

Para efeitos de localização geográfica aproximada, poderá dizer-se que os afloramentos mais orientais dos depósitos terciários ligados à bacia não ultrapassam uma linha que se dirige de Vila Velha de Ródão a Évora-Monte.

O mesmo critério tem de ser usado em relação à parte oriental do limite sul. Isto é, os afloramentos mais meridionais das formações sedimentares da bacia terciária não descem abaixo da linha que passa por Vimieiro e Vendas Novas. A parte mais ocidental do mesmo limite sul é convencional; não corresponde, pois, à extremidade sul da bacia terciária. Esta continua-se, como se sabe, pela bacia do Sado.

Explicámos na introdução o motivo pelo qual restringimos o nosso trabalho à área da bacia do Tejo. Assim, o limite sul corresponde à linha de alturas que passa pelo planalto de Pêgões e se dirige de Vendas Novas a Palmela, isto é, à linha que, na região, faz a separação de águas entre as duas bacias hidrográficas, a do Tejo e a do Sado.

A região assim limitada abrange a extensa superfície planáltica, levemente inclinada de NE para SW. Com efeito, se se analisarem as altitudes dos muitos retalhos planálticos bem conservados, como interflúvios, verifica-se que, em toda a largura da bacia, eles sobem, constante e suavemente, de SW para NE; passa-se quase imperceptivelmente da superfície planáltica de Pêgões e de Vendas Novas (variando entre 70 e 100 m) à de Gavião, Atalaia e Torre das Vargens, por exemplo, a qual se situa entre 240 e 250 m de altitude.

Já fora da bacia terciária, a referida plataforma continua a prolongar-se para o interior e, por exemplo, na área de Nisa atinge altitudes da ordem de 320 m.

Esta extensa planura é interrompida aqui e além por pequenos relevos, de rochas do maciço antigo, que emergem da cobertura terciária. Constituíam relevos residuais em relação à superfície anterior à formação da bacia.

Estão nestas condições as colinas de Montargil (235 m), com cerca de 50 metros de comando sobre a superfície planáltica e de Galveias (258 m), cujo cimo se eleva cerca de 60 m em relação à mesma superfície. Mais dois pequenos afloramentos de maciço antigo, constituindo como que pequenas ilhotas graníticas, pouco salientes da cobertura detrítica, são os de S. Facundo e de Vale de Água (283 m).

O vasto planalto aludido não corresponde certamente ao topo do enchimento terciário da bacia, visto que existem relevos residuais dos próprios depósitos. Este facto é particularmente observável junto de Ponte de Sor: o vértice geodésico de Bufão encontra-se sobre um pequeno relevo testemunho, de arenitos, sobressaindo da superfície planáltica, muito bem conservada e atapetada de mantos conglomeráticos de material grosseiro, essencialmente quartzítico. Parece pois dever concluir-se que esta superfície está embutida em depósitos cuja espessura foi maior do que a que hoje lhe conhecemos. Outro argumento a favor desta hipótese é o facto de, no alto da colina de Galveias, haver vestígios da cobertura detrítica.

A rede hidrográfica merece atenção especial. Todos os rios e ribeiros são afluentes do Tejo. Todavia, o seu comportamento e morfologia não são iguais, embora todos percorram terrenos de grande semelhança litológica. Com efeito, os referidos afluentes podem agrupar-se em dois conjuntos distintos, quer do ponto de vista morfológico (extensão, declive, encaixe, regime, numa palavra, grau de maturidade), como também devido à posição que ocupam relativamente ao colector principal — o Tejo.

De facto, o troço do Tejo situado entre as confluências do Zêzere e do Ocreza, sensivelmente orientado na direcção E-W, recebe da região em causa, pela margem sul, uma série de pequenos ribeiros, pobres de subafluentes, declivosos e de regime de escoamento intermitente. O mesmo acontece em relação aos afluentes da margem direita.

O troço do Tejo, que, para jusante, se dirige de NNE para SSW, possui, relativamente à margem esquerda, um conjunto de afluentes muito mais importantes. Tais são, por exemplo, as ribeiras de Alpiarça e de Muge e o rio Almansor, com o sub-afluente ribeira de Lavre; de todos, sem dúvida, o mais importante é o rio Sorraia, com o qual se liga vasto sistema hidrográfico de que fazem parte cursos de água como as ribeiras de Sor, de Raia, de Seda, de Avis, de Tera, etc.

O diferente grau de maturidade dos cursos de água dos dois conjuntos referidos, sugere, à primeira vista, maior juventude do aludido troço do Tejo orientado na direcção E-W, relativamente ao de jusante.

A título de mera hipótese, pois que o problema necessita de estudo geomorfológico aturado, pode dizer-se que o Tejo, a jusante de Vila Nova da Barquinha, é o prolongamento, para SSW, do Zêzere. O actual troço do Tejo entre Constância e aproximadamente Belver, pode ter funcionado como afluente da margem esquerda do suposto Tejo-Zêzere. Este afluente, ao dar-se o recuo das cabeceiras, captou, em certa altura, algures, entre Belver e a confluência do Ocreza, outro curso de água (o Tejo a montante de Belver) que se dirigia para SW, na área situada mais a oriente da bacia terciária. A ter-se dado este acontecimento, que apontamos como mera hipótese, ele é sem dúvida posterior aos mais modernos depósitos de enchimento da bacia.

### 3 — Enquadramento geológico e morfológico da região

A área planáltica definida pela superfície dos depósitos terciários continua exteriormente à periferia da bacia. É o que sucede com a superfície de Nisa, talhada em granitos e rochas do complexo xisto-grauváquico, que parece acertar, além da falha e do entalhe do Ponsul, com a superfície de Castelo Branco, apenas interrompida pelas cristas quartzíticas da serra do Perdigão.

A superfície de Crato está nas mesmas circunstâncias: prolonga, de modo contínuo, o planalto terciário, para o interior do maciço antigo, até às serranias quartzíticas de Portalegre. Esta planura estende-se para sul, talhada nas mais diversas rochas antigas (xistos metamórficos da mancha de Arronches, xistos e calcários câmbricos, xistos silúricos, granitos, etc.) até a região de Fronteira. Alguns pequenos relevos de maior dureza resistiram ao arrasamento geral da região, como, por exemplo, o de Alter Pedroso.

No que respeita ao limite sudeste e sul da bacia, a mesma superfície continua-se, contornando-a, limitada exteriormente pelos relevos calcários da região de Estremoz e outros, como os de Évora-Monte, de Arraiolos e de Monfurado.

Os diversos tipos litológicos que constituem o substrato antigo, na orla da bacia, condicionaram, em grande parte, a natureza petrográfica dos sedimentos correlativos.

Compreende-se, assim, que na dependência do soco granítico abundem os sedimentos detríticos de carácter mais ou menos arcóscico. Na vizinhança da grande mancha silúrica do Alto Alentejo (Chança, Seda, Avis, Fronteira, Maranhão, etc.) os depósitos são ricos de cascalheiras mal roladas, cujos elementos são essencialmente de quartzo filoniano, metalidito e xistos vários, tão comuns naquelas formações silúricas. Outros exemplos da influência directa do soco antigo na sedimentação são os calcários e brechas de Pontinha (Ponte de Sor), que estão em relação directa com os calcários cristalinos antigos de Ervideira. A grande mancha calcária lacustre de Cano e Casa Branca não é alheia à proximidade dos calcários de Estremoz e Vila Viçosa.

A citada interferência do soco antigo não pode, pois, ser esquecida, sob pena de se considerarem com significados diversos depósitos paralelos que apenas diferem relativamente às fontes de alimentação. O conhecimento da natureza do substrato é indispensável à interpretação das características dos sedimentos correlativos, em termos morfoclimáticos.

## II

**UNIDADES GEOLÓGICAS**

Os depósitos terciários da parte oriental da bacia do Tejo constituem três complexos, com características sedimentológicas distintas, que são, da base para o topo:

- A — Complexo atapulgítico
- B — Complexo montmorilonítico
- C — Complexo ilito-caulinítico

**A — COMPLEXO ATAPULGÍTICO**

Agrupam-se neste complexo diversos tipos de rochas sedimentares, tais como calcários compactos, calcários mais ou menos margosos, calcários areníticos, calcários dolomíticos, arenitos e argilitos, bem consolidados, conglomerados e brechas de cimento calcário. São frequentes os fenómenos de silicificação e de impregnações manganíferas.

A característica mais importante destes sedimentos é a presença de atapulgite na fracção argilosa de todos eles.

O complexo atapulgítico constitui a série sedimentar inferior nesta vasta região oriental da bacia. Efectivamente, em todos os locais onde o reconhecemos, ocupa a posição estratigráfica mais baixa. Por outro lado, em quase todos esses locais, é possível observar o contacto das respectivas formações, assentes sobre as rochas do soco antigo.

**1 — Descrição geológica**

Na região de Ponte de Sor encontram-se os afloramentos mais setentrionais da referida série inferior; estes observam-se apenas no fundo de alguns vales, postos parcialmente a descoberto pelo escavamento das ribeiras.

De todos os afloramentos reconhecidos, o que ocupa posição mais a norte é o de Vale de Paio, a cerca de 6 km a ENE de Ponte de Sor; trata-se de calcários margosos, levemente areníticos; situa-se no vale da ribeira de Sor, onde ocupa apenas o leito menor, prolongando-se durante a extensão de cerca de 500 m. A norte e a sul do afloramento referido, a ribeira corre sobre rochas metamórficas do substrato antigo; lateralmente, encontra-se encoberto sob as aluviões e outros depósitos detríticos terciários.

Mais para SSW, em Pedreira, reaparecem calcários compactos, da mesma série, em idênticas condições do retalho anterior. Assentam sobre as rochas do soco e desaparecem para sul, sob os depósitos aluviais da mesma ribeira. Nas mesmas circunstâncias, citam-se outros pequenos afloramentos, como os de Monte Sobreiro, Tramaga e Pontinha, ainda no vale da ribeira de Sor. Este último corresponde a um conglomerado brechóide, muito grosseiro, constituído por grandes elementos, predominantemente, de calcário cristalino, além de granito, gnaiss, quartzo e xisto, mais raros. A matriz é arenítica e o cimento é de natureza calcária, mais ou menos margoso. O aspecto particular desta rocha do complexo atapulgítico deve-se à posição no sopé de importante

relevo calcário (do soco), posteriormente coberto por depósitos detriticos mais modernos. A erosão dos tempos recentes pô-lo, de novo, a descoberto.

Para juzante desta localidade, as formações retomam o aspecto normal (passam lateralmente a calcários mais ou menos areníticos) e continuam para SSW, sempre confinadas ao leito menor da ribeira de Sor, até um pouco a sul da confluência da ribeira de Vale de Boi, onde desaparecem sob as aluviões.

Em quase toda a extensão ocupada pelos afloramentos mencionados, pode observar-se a existência de outro complexo (arcósico e margoso), imediatamente sobreposto ao inferior. É neste segundo complexo que, para jusante, se prolonga o vale da ribeira de Sor.

O fundo da ribeira de Vale de Boi, desde a confluência com a ribeira de Sor, até o moinho do Tio Justo, está encaixado também em rochas essencialmente calcárias da série inferior. Junto ao moinho, estes sedimentos dão lugar a uma brecha de cimento calcário com elementos gnáissicos, a qual se vê repousar sobre as rochas do soco (gnaiesses).

Nas regiões de Chança e de Seda o número de manchas pertencentes ao complexo atapulgítico é ainda mais reduzido. Observam-se aí calcários dolomíticos e arenitos muito consolidados. Estes dois tipos de rochas apresentam sinais evidentes de silicificação e de impregnação manganésifera. Os referidos afloramentos correspondem a retalhos muito pequenos e isolados. Todos eles são constituídos por camadas pouco espessas que assentam sobre as rochas xistentas do substrato antigo. Frequentemente os calcários dolomíticos estão cobertos por depósitos areníticos, com calhaus mal rolados, do conjunto sedimentar imediatamente superior.

Também na região de Avis, à semelhança de outras, as formações calcárias da série inferior assentam directamente sobre o soco cristalofílico e são, por seu turno, cobertas por depósitos arenítico-argilosos com calhaus mal rolados.

Junto às colinas de Galveias e de Montargil, marginando-as respectivamente a sul e a norte, afloram calcários deste complexo, assentes sobre rochas do substrato, e mergulhando por debaixo das formações do complexo montmorilonítico.

As formações com atapulgite continuam a marginar a orla SE da bacia até a região de Vendas Novas, onde estão representadas por calcários brancos, às vezes bastante compactos. Aqui, à semelhança de outros locais, sobre os calcários aludidos, assentam depósitos detriticos com elementos grosseiros, mal rolados e, no topo, arenitos com calhaus quartzosos e quartzíticos, rolados, do complexo mais moderno.

O trabalho de reconhecimento geológico efectuado nestas formações, bem como nas superiores, da orla E e SE da bacia, permite apenas estabelecer critérios de separação dos vários complexos, mediante o estudo sedimentológico de alguns cortes efectuados no terreno. Impõe-se, em seguida, a cartografia geológica de pormenor, acompanhada de estudo sedimentológico, para mais rigorosa compreensão da distribuição das várias unidades geológicas e evolução paleogeográfica da região.

## 2 — Estudo sedimentológico

As amostras submetidas a análise correspondem a diferentes tipos petrográficos e provêm de locais diversos, situados na orla da bacia, dos lados leste, sudeste e sul. A localização precisa das colheitas, bem como a descrição de campo das respectivas rochas, estão reunidas no Quadro LXXIV. No mesmo quadro figuram os resultados da análise da composição fundamental.

Predominam, como se vê, calcários de vários tipos: dolomíticos, margosos e areníticos, de grãos mais ou menos grosseiros. Há também conglomerados e brechas de cimento calcário e margoso. Estas rochas situam-se sempre no contacto com o substrato, na orla da bacia em relação com relevos. Trata-se pois de depósitos de sopé e de ver-

QUADRO LXXIV

Amostra n.º	Localização	Classificação de campo	Fracção		
			arenosa	silto-argilosa	com botas
356-24	Monte Sobreiro (Ponte de Sor)	calcário margoso, arenítico, esbranquiçado	14,2	41,8	44,0
356-59	200 m a sul de Pedreira	calcário compacto, arenítico, amarelado	30,5	15,7	53,8
356-60	450 m a sul de Moinho Novo (Tramaga)	calcário compacto, arenítico, branco	8,3	18,1	73,6
356-61	Pontinha	calcário compacto, arenítico, branco	10,6	23,2	66,2
356-62	Monte Sobreiro	calcário compacto, levemente arenítico, amarelado	16,0	37,9	47,1
356-63a	Pontinha	brecha de cimento calcário (análise do cimento)	0,1	19,8	80,1
356-63b	Pontinha	calcário compacto, arenítico, grosseiro, branco	12,1	14,9	73,0
356-67	400 m a W de Vale de Palo	calcário margoso, levemente arenítico, amarelado	não	desagregou	
357-50	ao km 19,350 da estrada Ponte de Sor-Alter do Chão	arenito grosseiro argiloso, muito consolidado	não	desagregou	
357-60	1000 m a E 10° N da Igreja de Chança	arenito de grão médio, argiloso, muito consolidado	não	desagregou	
357-65	750 m a WNW de Monte dos Campos (Chança)	calcário dolomítico com dendrites (manganês)	5,7	4,9	89,4
357-67	500 m a N de Monte da Ferraria	calcário dolomítico, rosado, com dendrites (manganês)	2,3	7,6	90,1
357-70	1750 m a S de Monte Moreno (Chança)	calcário dolomítico, arenítico	31,6	14,6	53,8
357-71	500 m a NW de Rabaça (Chança)	calcário arenítico, margoso, amarelado, com dendrites de Mn	21,2	16,9	51,9
357-72a	400 m a S do V. G. de S. Marcos (Chança)	arenito de grão grosseiro, consolidado, amarelado	83,9	16,1	
357-72b	idem	arenito de grão fino, muito consolidado	não	desagregou	
368-45	Moinho do Tio Justo (Galvelas)	brecha de cimento margoso com elementos de xisto	não	desagregou	
368-55	1000 m a SE de Várzea (Galvelas)	calcário margoso, esbranquiçado	não	desagregou	
368-57	1700 m a ENE do V. G. de Lagoa (Galvelas)	calcário compacto, arenítico, branco	27,1	29,1	43,8
368-58	200 m a E de Montinho (Galvelas)	calcário margoso, arenítico, rosado	não	desagregou	
368-74	cemitério de Galvelas	arenito calcário, rosado	37,8	12,5	49,7
369-1	1500 m a E de V. G. de Lapa	calcário compacto, levemente arenítico, branco	10,5	10,9	78,6
370-1	500 m a W do cruzamento para Seda	siltito argiloso, muito compacto, branco	18,1	81,9	
380-4	Quinta Seca, Montargil	argilito muito compacto, branco, com dendrites de Mn	9,9	90,1	
380-4a	idem	calcário arenítico, rosado	22,3	20,4	57,3
381-10	Aldeia Velha (Avis)	argilito compacto, levemente margoso, rosado	8,1	90,0	1,9
382-1	3,5 km a NW de Avis	calcário compacto, arenítico, branco	43,8	13,6	42,6
382-4	2 km a S de Avis	calcário pulverulento, branco	4,4	12,9	82,7
408-1	Monte da Vinha (Mora) no vale do Divor	argilito compacto, margoso, branco	4,5	87,3	8,2
446-3	700 m a S de Monte da Chaminé (Vendas Novas)	calcário compacto, branco	20,0	13,4	66,6
446-6	90 m a S de Monte do Outeiro (Vendas Novas)	calcário margoso, branco	11,5	26,8	61,7
446-7	idem	calcário arenítico, acastanhado-claro	26,4	19,7	53,9

tente. Por último, há que mencionar arenitos bem consolidados, de cimento essencialmente argiloso.

Muitas destas rochas não se desagregaram completamente. Este facto, semelhante ao que se verifica nas formações atapulgíticas da margem ocidental da bacia do Tejo, deve-se a certo grau de silicificação dos sedimentos e à natureza da argila que é fundamentalmente a mesma em ambas as regiões.

De modo geral, os calcários são o tema mais frequente da série terciária inferior neste extremo este e sudeste da bacia. Na composição deles, além da fracção carbonatada, existe certa quantidade de detritos arenosos e de argila.

Outras características sedimentológicas resumem-se no Quadro LXXV. No que se refere ao quartzo e ao feldspato, pode afirmar-se o predomínio do primeiro daqueles minerais em relação ao segundo. Todavia as percentagens de feldspato devem considerar-se pequenas, atendendo à grande proximidade de rochas granítico-gnáissicas do soco. A aludida proximidade é posta em evidência pelo aspecto anguloso e sub-anguloso dos

grãos de quartzo da fracção arenosa. São menos frequentes os grãos de tipo sub-rolado, reveladores de algum transporte, certamente fluvial.

A mica branca está representada com certa frequência, ao passo que a mica preta é esporádica. Fazendo parte da fracção detrítica, não é raro encontrar elementos líticos, representados por grãos de granito e de rochas metamórficas. Por último, consta do mesmo quadro a composição da fracção argilosa. Nele pode ver-se que a atapulgite é o mineral mais característico das rochas analisadas (Fig. 23, no texto; Est. XV, figs. 1, 2 e 3). Esta argila está geralmente associada a montmorilonite e, em menor número de casos, a illite. A caulinite é bastante rara e, quando existe, meramente vestigial.

QUADRO LXXV

Amostra n.º	Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			foscovite	Biotite	Grãos líticos	Composição argilosa (%)				
			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm				Caulinite	illite	Montmorilonite	Atapulgitite	Clorite
356-24	95	5	SA	SA	A	alg.			vest.	50		50	
356-59	90	10	SA	SA	A	alg.				60		40	
356-60	100		SA	SA	A							100	
356-61	100	vest.	SA	SA	A						20	80	
356-62	95	5	SA	SA	A	rara						100	
356-63a	100			SA	A	rara					50	50	
356-63b	100	vest.	SA	A	A	rara	rara					100	
356-67	100	vest.		A	A	alg.	rara					100	
357-50	97	3		SR-PB	SA e A					30	50	20	vest.
357-60	100	vest.	SA	SA	A					35	40	25	
357-65	100				A							100	
357-67	90	10		SR-PB	SA e A	alg.				10	70	20	
357-70	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A					45		55	
357-71	95	5		SR-PB	SA e A	rara				vest.	40	30	30
357-72a	80	20	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.		xisto			70	30	
357-72b	95	5		SR-PB	SA e A	rara		xisto		25	50	25	
368-45	85	15	SA	SA	A	alg.	rara				60	40	
368-55	90	10	SR-PB	SA	A	rara						100	
368-57	85	15	SR-PB	SA	A					60	vest.	40	
368-58	95	5	SA	SA	A	rara	rara					100	
368-74	100		SA	SA	A			xisto			60	40	
369-1	100	vest.		SR-PB	SA e A					50	30	20	
370-1	100	vest.			A						30	70	
380-4	100		A	A	A	alg.	rara	xisto		30	40	30	
380-4a	100		A	A	A	alg.	rara	xisto				vest.	vest.
381-10	100		SA	A	A	alg.	rara					vest.	vest.
382-1	100				SA e A					30	30	40	
382-4	100				A							100	
408-1	90	10	SA	A	A	rara					vest.	vest.	
446-3	100		SA	A	A			xisto		40	25	35	
446-6	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A						70	30	
446-7	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.					80	20	

Não se fornecem quaisquer resultados alusivos à granulometria. A fracção arenosa da maioria das rochas (calcários) não permite efectuar análises com resultados significativos. Por outro lado, os sedimentos essencialmente areníticos não se desagregam completamente, impedindo a aplicação desta análise. Todavia, é possível observar-se

QUADRO LXXVI

ATAPULGITE + QUARTZO		ATAPULGITE		QUARTZO	
Vale de Paio (Ponte de Sor)		A. S. T. M.-5-0099 ( <sup>1</sup> )		n.º 93 ( <sup>2</sup> )	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
10,52	10	10,50	10		
6,47	4	6,44	6		
5,44	4	5,42	4		
5,07	1				
4,53	6	4,49	8		
4,29	8			4,24	4
4,13	2	4,18	2		
3,93	1				
3,69	2	3,69	4		
3,51	1	3,50	2		
3,38	10			3,35	5
3,23	4	3,23	10		
3,11	2				
3,01	1	3,03	1		
2,698	1				
2,607	3	2,61	8		
2,550	4	2,55	2		
2,475	4			2,45	3
		2,38	2		
				2,285	3
2,298	4			2,236	2
2,248	2				
2,137	5	2,15	4	2,129	3
				1,981	3
1,989	3				
				1,811	4
1,831	7	1,82	1		
1,722	1			1,667	3
1,681	5				
1,624	1	1,62	1		
1,576	1	1,56	2		
1,547	6			1,539	4
1,513	3	1,50	4		
1,416	2			1,447	2
1,406	1			1,412	1
1,379	7			1,376	4
1,344	1				
1,309	1				
1,293	2			1,284	2
1,259	3			1,253	3
1,235	1			1,225	1
1,203	2			1,196	3
1,184	3			1,188	3
1,169	1				
1,156	1			1,150	2
1,083	3			1,078	3
1,066	1				
1,051	1				
1,037	1			1,044	2
1,018	1			1,011	1
0,990	1				
0,978	1				
0,962	1				
0,938	1				
0,916	2			0,916	2
0,899	1			0,892	1
0,830	1				
0,812	1				
0,815	1				
0,798	1				
0,792	1				
0,786	1				

(<sup>1</sup>) A. S. T. M.—Index to the power diffraction. 1965.

(<sup>2</sup>) C. T. ASSUNÇÃO & J. GARRIDO—Table pour la détermination des minéraux au moyen des rayons X. *Bul. Mus. e Lab. Min. e Geol. da Fac. Ciências de Lisboa*. N.º 20 e 21. 1952-1953.

grande heterogeneidade nas dimensões dos detritos, o que sugere às vezes aspectos torrençiais.

O estudo da fracção pesada de alguns sedimentos deste complexo é suficiente para pôr em evidência o papel principal da associação granada, epidoto, turmalina, andalusite, estauroilite, silimanite (Quadro LXXVII), herança do substrato antigo. Existem outras espécies minerais, mas em percentagens muito inferiores. A participação dos calcários metamórficos antigos, é posta em evidência por minerais como diópsido, actinolite, granada e epidoto. Os restantes minerais citados, como zircão, rútilo, broquite, anatase, esfena, espinela, apatite e biotite, enquadram-se, conjuntamente com a associação mais representativa, nos cortejos próprios das rochas granítico-gnáissicas da região.

QUADRO LXXVII

Amostra n.º	Turmalina	Andalusite	Estauroilite	Distena	Silimanite	Granada	Epidoto	Zircão	Rútilo	Broquite	Anatase	Esfena	Espinela	Diópsido	Actinolite	Hiperatena	Apatite	Biotite
356-24	50	18			10	1	7	8				2	4					
356-59	37	9	2	1	1	8	38	1		1						1		
356-60	52	7	12			6	18			1			2				1	
356-62	17				4	21	28						8		5			9
356-63a		3			6	79	5		1			1					5	
356-67	3	1	1		30	21	31	1	2	1	1	2	3		3			
357-60	6	36	21			35	2											
357-70		16	9			68	4	3										
357-72b	2	7	12			41	38											
368-45	3				1	4	9	3										80
368-55	24	18			11		46											1
368-57	31	58			5		2			2								2
369-1	18	22	48		3	4	5											
382-1	51	35	9			2	1	2										
382-4	60	38				1	1											

O carácter magnesiano de alguns dos calcários mencionados confirmou-se após uma série de análises de dolomimetria. Os resultados obtidos exprimem-se pelos valores seguintes:

n.º da amostra	% de MgCO <sub>3</sub>
356-63a	25
356-67	13,5
357-65	37
357-67	44,5
357-71	45
328-1	12,5
446-3	24

É certo que o número de ensaios é reduzido, contudo parece suficientemente expressivo para que se possa associar o MgCO<sub>3</sub> com a atapulgitite, denunciando condições propícias à sedimentação química básica.

Observados ao microscópio polarizante, os mesmos calcários revelam-se dolomíticos; apresentam textura microgranular e afanítica, com veios de calcite secundária e zonas locais de recristalização. São frequentes os indícios de silicificação, sob a forma de núcleos chérticos. Os detritos, ora finos ora grosseiros, são constituídos essencial-

mente por grãos sub-angulosos e angulosos de quartzo, microclina, pertite, plagioclase, moscovite, etc. (Est. IX, fig. 2 e Est. X, fig. 2).

## B — COMPLEXO MONTMORILONÍTICO

### 1 — Descrição geológica

Sob esta rubrica inclui-se vasto conjunto de formações, essencialmente detríticas, às vezes margosas, com concreções calcárias. Existem outras rochas, como calcários geralmente areníticos, que ocupam extensões quase sempre reduzidas, passando horizontal ou verticalmente a sedimentos areníticos. Todas estas rochas possuem um aspecto comum, que consiste no carácter montmorilonítico da fracção argilosa.

Do mesmo complexo fazem parte dois sub-conjuntos distintos, petrográficamente, em relação directa com a natureza das rochas do soco com que confinam. Um destes sub-conjuntos é constituído pelas formações situadas no contacto com rochas graníticas; como tal, evidencia composição arcósica nítida. Trata-se, em via de regra, de arenitos (mais ou menos arcósicos, de granularidade variável), argilitos e siltitos. Estas rochas podem apresentar ou não concreções calcárias, mais ou menos desenvolvidas. As tonalidades gerais são a esverdeada e a amarelada, devidas à presença de biotite em vias de alteração.

Numa lenticula argilosa, incluída nesta série, apareceram os únicos fósseis conhecidos na região mais oriental da bacia. O jazigo situa-se 600 m a NE da igreja de Ponte de Sor; foi encontrado pelos Professores CARLOS TEIXEIRA e ORLANDO RIBEIRO.

O corte geológico no local referido é, de cima para baixo:

- C<sub>11</sub> — Camada conglomerática com elementos rolados de quartzo e de quartzito envolvidos por matriz arenítica e cimento argiloso (1,5 m). Esta camada pertence ao complexo superior;
- C<sub>10</sub> — Argilito esbranquiçado (0,3 m);
- C<sub>9</sub> — arenito de grão grosseiro, argiloso, feldspático, com pequenos fragmentos de micaxisto (3 m);
- C<sub>8</sub> — Arenito de grão muito fino, argiloso, esverdeado (0,3 m);
- C<sub>7</sub> — Arenito de grão médio, argiloso, feldspático (0,7 m);
- C<sub>6</sub> — Areia fina, pouco argilosa, muito ferruginosa, castanho-amarelada (0,6 m);
- C<sub>5</sub> — Argilito arroxeadado com impressões de vegetais (0,2 m);
- C<sub>4</sub> — Areia de grão fino, pouco argilosa, feldspática, esverdeada (2 m);
- C<sub>3</sub> — Argilito arroxeadado, com impressões de vegetais (0,2 m);
- C<sub>2</sub> — Arenito de grão grosseiro, argiloso, arcósico, esverdeado, com elementos angulosos de quartzo filoniano, granito, micaxisto e fragmentos de madeira silicificada (2,5 m);
- C<sub>1</sub> — Calcário margoso, levemente detrítico, amarelado (5 m).

Este corte dá ideia do tipo de materiais incluídos no sub-conjunto de carácter arcósico.

O outro sub-conjunto é formado por sedimentos originados a partir de materiais oriundos de relevos essencialmente xistentos. Caracteriza-se especialmente por conter intercalações abundantes de calhaus de quartzo filoniano e de metalidito mal rolados. Embora em muito menor número, existem calhaus de outras naturezas petrográficas, como xisto, micaxisto, gnaiss e granito.

Os sedimentos calcários, que são comuns aos dois sub-conjuntos referidos, parecem ser, no entanto, mais frequentes no segundo, isto é, naquele que se encontra inti-

mamente ligado ao substrato metamórfico. A este maior enriquecimento de carbonato não deve ser alheia a influência de rochas calcárias do soco. De facto, a vizinhança das grandes manchas (câmblicas?) de Elvas a Alter do Chão, de Vila Viçosa a Sousel ou dos pequenos retalhos situados nas proximidades de Chança, Ervideira e Galveias, assim o sugere. Estes últimos são, por certo, prolongamentos das manchas principais, emergindo da cobertura detrítica terciária.

Ao individualizar estes dois sub-conjuntos não se pretende estabelecer qualquer seriação cronológica. Pelo contrário, pensamos tratar-se, *grosso modo*, de formações contemporâneas. A profunda diferença que há entre ambos — arenitos arcóscicos esverdeados, por um lado, e calcários e cascalheiras com elementos mal rolados por outro — é devida unicamente à diversidade das fontes de alimentação.

É evidente que, nalguns locais, se sobrepoem as influências das diversas rochas do soco, como acontece por exemplo a sul de Galveias: calcários areníticos feldspáticos, passando a arenitos arcóscicos, margosos, com abundantes calhaus sub-angulosos de quartzo filoniano, de metalidito e de xisto. Com efeito, a norte emerge o pequeno maciço cristalofílico de Galveias, onde afloram granitos, xistos metamórficos vários, calcários cristalinos e metaliditos.

Na vasta área da parte oriental da bacia terciária do Tejo, reconhece-se o complexo montmorilonítico sob quatro modos de jazida distintos:

- 1.º — Aflorante no fundo dos vales mais encaixados, onde a incisão fluvial, tendo atravessado as séries detríticas superiores, acabou por o pôr parcialmente a descoberto. Esta situação verifica-se em áreas do interior da bacia. São exemplo deste modo de jazida os afloramentos situados nos vales das ribeiras de Alpiarça, de Muge, de Lamarosa, de Sor, de Seda, etc. O mesmo modo de jazida observa-se a sul da bacia, nos vales das ribeiras de Raia, do Divor, de Lavre e de Canha;
- 2.º — Assente sobre a superfície planáltica do soco antigo, na periferia da bacia. Trata-se de depósitos nunca muito espessos, constituindo retalhos isolados, do que deve ter sido extensa cobertura exterior à área mais deprimida da bacia. As manchas das regiões planálticas orientais, como as de Cacheiro e Monte Clara, na região de Nisa, Chança, Seda, Fronteira, Benavila e Avis, são exemplos deste tipo de jazida. Em algumas destas localidades observa-se a sobreposição do complexo superior (ilito-caulinítico) relativamente às formações montmoriloníticas;
- 3.º — Ocupando posição quase marginal, acompanhando o limite entre a bacia deprimida e o soco antigo. Entre a faixa correspondente ao complexo montmorilonítico e a periferia da bacia terciária, existe outra, representada por afloramentos de rochas pertencentes ao complexo inferior, atapulgítico. As manchas nestas condições estão representadas principalmente pelas formações da orla SE da bacia, como é o caso das assinaladas entre Pavia e Vendas Novas.
- 4.º — Recobrimdo parte das vertentes de antigos relevos residuais localizados no interior da bacia. Este modo de jazida está representado nos relevos de Galveias e de Montargil. Em Galveias o complexo montmorilonítico assume particular interesse: sobre a vertente norte, granítica, predominam as arcoses, ao passo que na vertente sul, essencialmente xistenta, abundam as cascalheiras de elementos mal rolados. Sobre a vertente do lado NE do relevo de Montargil, local onde o corte é mais elucidativo, pode observar-se o complexo detrítico-calcário, montmorilonítico, assente sobre calcários e argilitos

QUADRO LXXVIII

Amostra n.º	Localização	Classificação de campo	Fracção arenosa	Fracção silto-argilosa	Fracção carbonatada
324-1	V. G. de Calheiro (Nisa)	arenito de grão médio a grosseiro, argiloso, arcóscico, esverdeado	71,5	28,5	
324-2	Monte Claro (Nisa)	arenito de grão fino, argiloso, esverdeado	50,6	49,4	
333-1	1000 m a ENE de V. G. de Salgueirinho (Gavião)	arenito de grão fino, argiloso, castanho-esverdeado	61,5	38,5	
342-1	Casal do Braga (Ulme, Chamusca)	argillito castanho-esverdeado	23,5	76,5	
345-1	3 km a NW de Cunheira (Torre das Vargens)	arenito de grão grosseiro, argiloso, arcóscico, esverdeado	82,4	17,6	
345-2	1 km a SSE de Cunheira (Torre das Vargens)	arenito de grão médio a fino, argiloso, arcóscico, esbranquiçado	79,9	20,1	
353-20	Casalinho (Alpiarça)	argillito esverdeado com manchas amareladas	5,4	94,6	
355-1	2 km a N de Gorjão (Ponte de Sor)	arenito de grão médio, muito argiloso, feldspático, esverdeado	38,0	61,0	
356-1	600 m a NE da Igreja de Ponte de Sor (base)	calcário margoso, amarelado	12,6	34,2	53,2
356-2	idem	arenito de grão grosseiro, arcóscico, esverdeado	81,2	18,8	
356-3	idem	areia de grão médio, pouco argilosa, vermelha	96,8	3,2	
356-4	idem	areia de grão fino, pouco argilosa, feldspática	94,3	5,7	
356-5	idem	argillito arroxeadado com impressões vegetais	8,0	92,0	
356-6	idem	areia de grão fino, pouco argilosa, muito ferruginosa	93,7	6,3	
356-7	idem	arenito de grão médio, argiloso, feldspático	80,6	19,4	
356-8	idem	arenito de grão muito fino, argiloso, esverdeado	58,2	41,8	
356-9	idem	arenito de grão grosseiro, argiloso, feldspático	77,9	22,1	
356-10	idem (topo)	argillito esbranquiçado	19,6	80,4	
356-12	750 m a SW de Pedreira (base)	arenito de grão fino, argiloso, esverdeado	89,8	10,2	
356-13	idem	arenito de grão médio, argiloso, esverdeado	96,7	3,3	
356-14	idem (topo)	arenito de grão fino, argiloso, acinzentado	71,6	28,4	
356-16	300 m a W de Monte Barreiras (base)	areia de grão grosseiro, pouco argilosa, esbranquiçada	94,7	5,3	
356-17	idem	arenito de grão médio, argiloso, avermelhado	77,9	22,1	
356-18	idem	argillito esbranquiçado	17,6	82,4	
356-19	idem	arenito de grão fino, argiloso, acastanhado	83,4	16,6	
356-20	idem (topo)	argillito esbranquiçado	20,3	79,7	
356-25	Monte Sobreiro	arenito margoso, esbranquiçado	72,1	8,6	19,3
356-34	800 m a S do V. G. de Barata	argillito, esverdeado-claro	18,8	87,2	
356-65	750 m a SSE de Agua Branca	siltito arenoso, esverdeado-escuro	39,4	60,6	
357-32	1250 m a NNW do V. G. de S. Marcos (Chança)	calcário margoso, pulverulento, branco	8,7	22,4	68,9
357-34	500 m a NNE de Monte Lameira	cascalheira de calhaus mal rolados			
357-36	750 m a SSE de V. G. de Brejo	idem			
357-40	500 m a N da Igreja de Chança	arenito de grão médio, margoso, feldspático, consolidado	52,1	32,4	15,5
357-41	ao km 14,5 da estrada de Ponte de Sor a Alter do Chão	calcário branco, concrecionado	14,2	13,7	72,1
357-45	1250 m a SW do V. G. de Chança	cascalheira de calhaus mal rolados			
357-46	ao km 17,250 da estrada de Ponte de Sor a Alter do Chão	brecha com matriz argilosa	79,4	20,6	
357-49	1000 m a S da estação de caminho de ferro de Chança	arenito argilo-margoso, branco	40,3	47,8	11,9
357-51	ao km 18,500 da estrada de Ponte de Sor a Alter do Chão	calcário pouco compacto, acastanhado	1,3	8,5	90,2
357-52	ao km 8,2 da estrada de Vale do Açor a Torre das Vargens	argillito arenoso, amarelado	34,6	65,4	
357-53	Lapa	cascalheira de calhaus mal rolados			
357-66	300 m a SE de Monte da Ferraria	calcário margoso branco	17,5	21,0	61,5

357-68	500 m a SSE de Monte dos Carneiros	cascalheira de calhaus mal rolados			
357-76	750 m a W de Monte Alfeijós de Baixo	idem			
357-77	100 m a S de Monte Alfeijós de Clima	idem			
358-1	1 km a S de Aldeia da Mata (Crato)	arenito de grão médio a grosseiro, argiloso, arcóscico, avermelhado	54,2	45,8	
368-8	100 m a N de Borrado (Galveias)	calcário margoso, levemente arenítico, branco	18,5	2,6	55,5
368-10	850 m a W do V. G. de Pipa	calcário margoso, levemente arenítico, branco	17,1	32,1	50,8
368-11	600 m a ENE de Torre Sepúlveda	calcário compacto, levemente arenítico, branco	10,5	10,9	78,6
368-16	1000 m a W do cemitério de Galveias	cascalheira de calhaus mal rolados			
368-19	500 m a W de Borrado	calcário margoso amarelado	6,8	20,1	73,1
368-20	500 m a NW de Fonte do Cortiço	calcário arenítico, margoso, esbranquiçado	27,1	14,8	58,1
368-22	600 m a SSE do cemitério de Galveias	calcário margoso levemente arenítico, branco	11,0	16,8	72,2
368-25	550 m a S do cemitério de Galveias	cascalheira de calhaus mal rolados			
368-42	1000 m a SW de Senhora das Almas	calcário arenítico, margoso, branco	16,9	20,7	62,4
368-44	450 m a S de Freixo (cota 120)	arenito de grão grosseiro, argiloso, arcóscico, esverdeado	74,2	25,8	
368-47	600 m a S do cemitério de Galveias	arenito de grão médio, argilo-margoso, esbranquiçado	77,8	19,4	2,8
368-48	200 m a ENE de Vale de Barrocas	arenito de grão fino, argiloso, esverdeado	76,3	23,7	
368-49	400 m a NW de Ramalheira	marga arenítica, esbranquiçada	13,0	46,2	40,8
368-50	Freixo	concreções calcárias em arenito fino, margoso	21,6	12,8	65,6
368-52	1250 m a W de Montinho das Cabanas	arenito de grão fino, argilo-margoso, esverdeado	64,6	34,4	1,0
368-60	300 m a N do cemitério de Galveias	calcário argiloso, pulverulento, branco	4,3	21,3	74,4
368-61	425 m a E de Porto de Santarém	concreções calcárias em arenito fino, margoso	25,1	23,2	51,7
368-62	idem	arenito de grão fino, argiloso, esverdeado	76,6	23,4	
368-63	idem	arenito de grão médio a grosseiro, argiloso, arcóscico, esverdeado	81,5	18,5	
368-65	550 m a SE de Monte Cansado	argilito arenoso esbranquiçado	28,5	71,5	
368-66	idem	arenito de grão grosseiro, argiloso, arcóscico, esverdeado	82,6	17,4	
368-68	500 m a SSE de Monte Cansado	calcário arenítico, margoso, rosado	36,2	14,8	49,0
368-73	cemitério de Galveias	arenito de grão grosseiro, margoso, consolidado, rosado	61,2	20,4	18,4
378-1	Raposa (Almeirim)	arenito de grão médio a fino, argiloso, arcóscico, esverdeado	50,2	49,8	
378-2	Casal Velho da Caneira (Raposa)	idem	54,6	45,4	
378-4	Biscaia (Raposa)	idem	87,0	12,0	
378-5	1 km WNW de Raposa	argilito arenítico, amarelo-esverdeado claro	15,1	84,9	
380-1	Quinta Seca (Montargil)	conglomerado brechóide de cimento calcário (matriz do)	42,1	21,3	36,6
380-3	idem	arenito de grão fino, argiloso, arcóscico, esverdeado	71,3	28,7	
380-3a	idem	arenito de grão médio a grosseiro, argiloso, feldspático, esverdeado	55,6	44,4	
380-3b	idem	cascalheira de calhaus mal rolados			
380-5	idem	argilito pouco detritico, esverdeado	21,2	78,8	
382-2	3,5 km a NW de Avis	cascalheira de calhaus mal rolados			
382-3	200 m a WNW de moinho da Ponte de Seda	arenito de grão grosseiro, argiloso, vermelho	81,9	18,1	
395-1	1100 m a ENE de V. G. de Monte Ruivo (Cabeção)	arenito de grão grosseiro, argiloso, avermelhado	23,1	76,9	
395-1a	idem	cascalheira de calhaus mal rolados			
397-3	400 m a S de Monte da Rabasquinha Pequena (Souzel)	concreções calcárias amareladas	12,1	17,2	70,7
408-2	Monte da Vinha (Mora)	arenito de grão médio a grosseiro, argiloso, arcóscico, esverdeado	79,0	21,0	
408-3	Brotas (Mora)	arenito de grão médio a grosseiro, margoso, arcóscico, branco	68,6	23,7	7,7
409-1	V. G. de Forca (Pavia)	argila compacta com manchas avermelhadas	88,9	11,1	
421-1	500 m a SSW de Lavre	arenito de grão fino, margoso, consolidado	29,9	30,4	39,7
435-10	700 m a NE de Sesmaria da Ameira (Vendas Novas)	argilito esverdeado	14,0	86,0	
446-1	Marconi (Vendas Novas)	arenito grosseiro avermelhado	97,1	2,9	
446-2	idem	cascalheira de calhaus mal rolados			

compactos do complexo atapulgítico, cobertos, por seu turno, pelas formações areníticas e conglomeráticas do complexo superior.

Sempre que a série inferior, atapulgítica, aflora conjuntamente com a série montmorilonítica, há sobreposição desta em relação àquela. Noutros casos há lacuna das formações inferiores, observando-se a sobreposição das segundas em relação ao substrato antigo. Por sua vez, o complexo montmorilonítico é coberto pelo complexo superior, arenítico-conglomerático, que o abarranca. Este contacto por abarrancamento observa-se em variadíssimos locais, nomeadamente ao longo do vale da ribeira de Sor e principais afluentes, e de outras ribeiras, como as de Alpiarça, Muge, etc.

Há, pois, importante e generalizada lacuna de erosão, marcando o contacto entre aqueles dois tipos de formações, à semelhança do que se passa no Setil, onde as formações miocénicas estão abarrancadas pelos arenitos brancos, com calhaus rolados, do Pliocénico <sup>(1)</sup>.

Qual teria sido, na parte oriental da bacia, a espessura total do complexo montmorilonítico, não o sabemos. O que dele resta resume-se a uma vintena de metros em Ponte de Sor (no local da jazida fossilífera), espessura que aumenta à medida que se caminha na direcção de Montargil (para SW). No centro da bacia, o desenvolvimento vertical das respectivas formações é muito maior, como o indicam algumas sondagens nomeadamente o furo realizado pela Companhia Portuguesa de Petróleos em Samora Correia, que atravessou cerca de 700 metros de sedimentos mio-pleiocénicos.

Nos bordos da bacia, o complexo montmorilonítico adelgaça em cunha e, nalguns locais, as formações arenítico-conglomeráticas superiores, que o recobrem, prolongam-se, vindo assentar directamente sobre o soco antigo, como sucede, por exemplo, nas regiões de Gavião, Atalaia, Comenda, Ponte de Sor, Chança e Galveias.

Os recursos paleontológicos de que é possível dispor nesta vasta região são bastante escassos. A flora de Vale de Carros (Alpiarça), pouco significativa, e a de Ponte de Sor, ainda não estudada, encontram-se nas formações que incluímos sob a rubrica de complexo montmorilonítico.

Além destes elementos, há ainda a citar o aparecimento de moldes de lamelibrânquios, quando da abertura de poços no vale do Sorraia, na região de Glória (Coruche) <sup>(2)</sup>, e de fragmentos de madeira silicificada <sup>(3)</sup> nas camadas que suportam a lenticula de argila com impressões vegetais de Ponte de Sor.

Segundo o Professor CARLOS TEIXEIRA, os vegetais de Ponte de Sor não se assemelham às floras miocénicas portuguesas, apresentando, no conjunto, características de maior antiguidade, não sendo de excluir a hipótese de as considerar oligocénicas.

## 2 — Estudo sedimentológico

O material submetido a estudo sedimentológico figura no Quadro LXXVIII, onde se dá a respectiva descrição de campo, bem como se apresentam os resultados referentes à composição fundamental. Como pode ver-se, trata-se de formações essencialmente detriticas (arenitos e argilitos), mais frequentes nas áreas influenciadas por afloramentos graníticos, e de calcários e arenitos com intercalações de cascalheiras de elementos mal rolados, nas zonas relacionadas com rochas metamórficas do soco antigo.

<sup>(1)</sup> Esta lacuna, observável no Setil, foi assinalada, em 1907, por ROMAN & TORRES (*op. cit.*).

<sup>(2)</sup> Comunicação, gentilmente, fornecida pelo Doutor G. ZBYSEWSKI.

<sup>(3)</sup> Observados no Laboratório do Professor E. BOUREAU, de Paris, os quais parecem corresponder a leguminosas.

Relativamente à presença de grãos de feldspato nos sedimentos, a apreciação dos resultados (Quadro LXXIX) tem de ter em conta as observações efectuadas no terreno. De modo geral, todos os materiais contêm certa percentagem de feldspato, não só, evidentemente, os derivados de rochas graníticas, mas também os que jazem sobre o substrato metamórfico. Estes últimos receberam o feldspato quer dos gnaisses, quer dos numerosíssimos filões de granito pegmatítico e, ainda, de pequenos afloramentos graníticos que irrompem num ou noutro local. Nalguns sedimentos o feldspato é apenas vestigial. Isto acontece mais raramente e explica-se pela comparticipação exclusiva de rochas xistentas ou calcárias, sem contaminação granítica.

As micas são relativamente frequentes, em especial a moscovite. A presença de biotite, embora menos abundante, é mais expressiva, em virtude da maior vulnerabilidade deste silicato aos agentes de alteração. Estes devem ter sido, pois, de intensidade relativamente moderada, o que parece estar de acordo com a presença de grãos líticos (granito, gnaiss, micaxisto, xisto) na fracção arenosa.

Morfoscópicamente, os grãos de quartzo são, em geral, de tipo sub-rolado, pouco brilhante. Há ainda a considerar a presença de apreciável quantidade de grãos sub-angulosos e angulosos (Est. XVII, fig. 5). Estas características indicam, por si só, o pouco transporte que estes materiais sofreram. É provável que alguns deles tenham efectuado parte do percurso como constituintes de calhaus que se esboroaram durante o transporte ou após a deposição.

A fracção argilosa caracteriza-se pela presença constante de montmorilonite, associada a menores quantidades de ilite e de caulinite (fig. 23). A clorite aparece raramente, em quantidades sempre muito reduzidas. Realçamos, pelo que tem de novidade, a presença de talco, como principal constituinte da fracção argilosa do calcário de Torre do Sepúlveda, Galveias — amostra 368-11. Trata-se de calcário compacto, levemente arenítico, branco, colhido a 600 m a ENE daquela localidade. Além de talco, identificou-se a presença de escassa clorite e vestígios de montmorilonite (fig. 21, no texto,

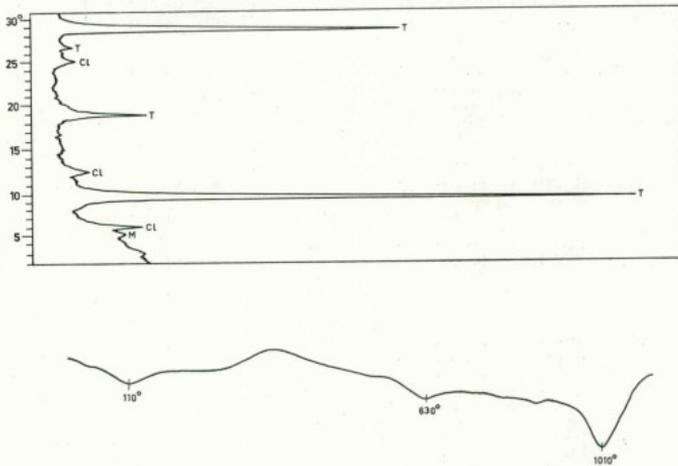


Fig. 21 — Difractograma de raios X (radiação  $K\alpha$  do cobre a 20 mA e 40 kV) e curva de análise térmica diferencial da fracção argilosa do calcário de Torre do Sepúlveda, Galveias (amostra 368-11). T — talco; Cl — clorite;

M — montmorilonite.

QUADRO LXXIX

Amostra n.º	Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Muscovite	Biotite	Grãos líticos	Óxidos ou hidróxidos de limonite	Composição argilosa (%)				
			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm					Caulinite	Ilite	Montmorilonite	Clorite	Talco
324-1	60	40	SR-B	SA-PB	SA e A	rara	ab.	granito		10	10	80		
324-2	80	20		SA	SA e A	rara				30	30	40		
331-1	90	10	SR-PB	SA	A				××	vest.	vest.	100		
342-1	85	15	R e SR-PB	SR-B	SA	alg.	rara		××	10	20	70	vest.	
345-1	65	35	SR-PB	SA	A	alg.	rara			30	10	60		
345-2	70	30	SR-PB	SA	SA e A	rara	alg.			10	5	85		
353-20	85	15		SR-B	SA	alg.	alg.		××	20	40	40	vest.	
355-1	85	15	SR-PB	SR-B	SA	rara	rara		××	10	15	75		
356-1	95	5		SR e SA	SA e A				××	30	50	20		
356-2	70	30	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.	rara	granito e micaxisto		20	50	30		
356-3	100		SR-PB	SR-PB	SA e A	rara				10	50	40		
356-4	90	10	SR-PB	SR-PB	A	rara	rara			30	20	50		
356-5	90	10		SR-PB	A	rara				30	50	20		
356-6	95	5	SR-PB	R e SR-PB	SA e A	rara	alg.			30	30	40		
356-7	95	5	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.	rara			20	30	50		
356-8	95	5		SA	A	rara				30	20	50		
356-9	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.	rara			20	40	40		
356-10	90	10		SR-PB	SA e A					20	20	60		
356-12	95	5		SR-PB	A	rara				5	5	90		
356-13	95	5	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara				10	5	85		
356-14	90	10		SR-PB	A	rara				10	15	75		
356-16	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara				50	30	20		
356-17	80	20	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara				30	30	40		
356-18	95	5		SA	SA e A	alg.	rara			30	30	40		
356-19	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara				60	30	10	vest.	
356-20	90	10		SR-PB	A	alg.				20	30	50		
356-25	95	5	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.				20	60	20		
356-34	90	10		SA	A	alg.	rara			15	25	60		
356-65	80	20		SA	A	ab.	alg.			30	20	50		
357-32	95	5		SR-PB	SA e A					15	vest.	85		
357-40	50	50	SA	SA	A	alg.	rara			15	20	65		
357-41	60	40	SR-PB	SA	A					15	85			
357-46	60	40	A	A	A	alg.				20	10	70		
357-49	70	30	SA	SA	A	rara	granito e gnaiss			5	10	85		
357-51	80	20	A	A	A	alg.						100		
357-52	90	10	SR-PB	SA	A	alg.	rara			20	35	45		
357-66	100	vest.	SR e A	SR-PB	SA e A	ab.	ab.			10	10	80		
358-1	70	30	SR-PB	SR-PB	SA e A					20	10	70		
368-8	75	25	SR-PB	SR-PB	SA e A		xisto			20	5	95		
368-10	90	10	SR-PB	SA	A	rara				10	20	70		
368-11	100		SA	A	A							vest.	vest. 100	
368-19	100		SA	A	A				×	30	50	20		
368-20	97	3	SR-PB	SA	A					30	30	40		
368-22	80	20	SR-PB	SR-PB	SA e A					20	30	50		
368-42	75	25	SR-PB	SR-B	SA e A	rara				20	5	95		
368-44	60	40	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.	rara			30	35	35		
368-47	70	30	SR-PB	SA	A					25	25	50		
368-48	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.	rara			5	15	80		
368-49	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A					15	20	65		
368-50	90	10	SR-PB	SA	A	rara				5	15	80		
368-52	90	10		SA	A	rara				vest.	5	95		
368-60	100			SA	A							100		
368-61	90	10		SA	A	alg.				10	30	60		
368-62	80	20	SR-PB	SR-PB	A	alg.	rara			10	10	80		
368-63	75	25	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.	rara			20	20	60		
368-65	90	10		SR-PB	A					20	30	50		
368-66	80	20	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara				20	40	40		
368-68	90	10		SR-PB	SA e A					10	30	60		
368-73	100	vest.	SA	A	A	rara	xisto					100		
378-1	75	25	SR-B	SR-B	SA				××	30	40	30		
378-2	80	20	SR-B	SR-B	SA	rara			××	30	30	40	vest.	
378-4	75	25	SR-B	SR-B	SA	rara			××	20	40	40	vest.	
378-5	75	25	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara			××	20	40	40	vest.	
380-1	100		SA	A	A	rara				30	30	vest.	40	
380-3	60	40	SA	A	A	ab.		xisto		10	10	90		
380-3a	85	15	SA	SA e A	A	rara		xisto		10	10	80		
380-5	80	20		SR-B	SA	alg.	ab.			10	20	70		
382-3	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A			xisto		20	30	50		
395-1	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		xisto		25	45	30		
397-3	100	vest.	SR-PB	SA	A				×	20	50	30		
408-2	70	30	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara				5	5	90		
408-3	70	30	SR-PB	SR-PB	SA e A							100		
409-1	100			SA	A	alg.				20	40	40		
421-1	70	30		SR-B	SA e A	ab.	ab.			10	30	60		
435-10	85	15		SA e A	SA e A					20	60	20		
446-1	97	3	SR e SA	SR e SA	A	rara	xisto					100		

Est. XV, fig. 4). Atendendo à constituição das rochas do soco, não é de excluir a hipótese de que aquele filossilicato resulte de acarreios detriticos provenientes de xistos metamórficos, em particular de talcoxistos. A única razão em que nos baseámos para atribuir o calcário de Torre do Sepúlveda ao complexo montmorilonítico, reside na posição que aquela formação ocupa no terreno e que, na região, parece ser a mesma das demais do dito complexo.

A análise granulométrica relativa às formações deste complexo refere-se, como é óbvio, às rochas essencialmente areníticas, quer estas apresentem ou não impregnação calcária. Os resultados expressos no Quadro LXXX são muito heterogêneos, relativa-

QUADRO LXXX

Amostra n.º	Mediana		QD $\phi$	So	Skq $\phi$
	$\phi$	mm			
356-1	2,5	0,18	1,1	2,1	-0,2
356-2	-0,7	1,60	0,8	1,75	0,1
356-3	-0,1	1,05	0,8	1,75	0,0
356-4	1,1	0,47	0,75	1,65	-0,05
356-5	2,7	0,16	0,8	1,75	0,1
356-6	1,6	0,34	0,35	1,25	-0,05
356-7	0,4	0,71	0,9	1,85	0,1
356-8	1,7	0,31	1,1	2,1	-0,2
356-9	1,0	0,50	0,65	1,55	0,25
356-10	3,0	0,07	1,1	2,1	-0,8
356-13	-0,9	1,85	1,1	2,1	0,1
356-14	1,5	0,35	0,5	1,4	-0,1
356-16	0,2	0,90	0,55	1,45	0,05
356-17	0,6	0,68	0,55	1,45	0,05
356-18	1,8	0,28	1,0	2,0	0,1
356-19	1,5	0,35	0,4	1,3	0,0
356-20	3,3	0,11	0,85	1,8	-0,05
356-34	4,1	0,06	0,65	1,55	-0,15
356-65	2,8	0,14	1,1	2,1	-0,1
357-40	2,4	0,19	1,0	2,0	-0,1
357-41	0,8	0,54	1,5	2,8	0,4
357-46	-0,6	1,5	1,55	2,9	0,35
357-49	2,0	0,25	1,45	2,7	-0,05
357-52	3,4	0,095	0,85	1,8	-0,05
357-66	2,9	0,14	0,9	1,85	-0,2
368-8	1,8	0,29	1,2	2,3	-0,3
368-10	2,6	0,16	1,05	2,1	-0,15
368-20	2,6	0,16	0,85	1,8	-0,35
368-22	2,2	0,22	0,95	1,95	-0,15
368-42	1,8	0,29	1,35	2,5	-0,35
368-44	0,2	1,1	0,8	1,75	0,1
368-47	1,2	0,44	1,1	2,1	-0,1
368-48	1,5	0,35	0,85	1,8	-0,15
368-49	2,1	0,24	0,8	1,75	-0,1
368-50	1,5	0,35	0,8	1,75	0,1
368-52	2,5	0,18	1,0	1,0	-0,3
368-61	1,5	0,35	0,9	1,85	0,0
368-62	2,0	0,25	0,8	1,75	0,0
368-63	0,3	0,82	1,1	2,1	-0,1
368-65	0,1	0,95	0,6	1,5	0,0
368-68	1,8	0,29	0,9	1,85	0,0
382-3	0,1	0,95	1,0	2,0	0,2
395-1	2,0	0,25	2,35	5,0	-0,65

mente à granularidade das areias. Por outro lado, os valores referentes à calibragem e à assimetria das distribuições granulométricas são compatíveis com regimes de transporte e de deposição fluviais (fig. 22-1). Alguns destes valores evidenciam condições de drenagem torrenciais.

O cortejo de minerais pesados é muito semelhante ao da série inferior, atapul-gítica, embora revele empobrecimento de algumas espécies minerais, como granada e epidoto (Quadro LXXXI).

QUADRO LXXXI

Amostra n.º	Tormalina	Andaluzite	Estaurolite	Ditena	Sillimanite	Granada	Epidoto	Zircão	Rótulo	Broquite	Anatase	Esfena	Dápidio	Actinolite	Apatite	Biotite	Hiperstena	Hornblenda
356-1	42	8	4	1		6	24	2	1		1						2	2
356-2	38	12	2	2	2	3	32	4	1			4				2	2	
356-3	41	29			6		7	3	1		2		4	2			4	3
356-4	61	18			7		3	3	3		2	1			1	1		
356-6	62	29			5		2	1	1									
356-7	58	25			5	4	2	1	1		2				1	1		
356-9	77	17			1	1			1		1					2		
356-10	46	27			2	1	6	2	1	2		2				10		
357-32	72	8	17			3												
357-52	25	15						1	1									
368-8	19	45	33											3		58		
368-10	30	27	28			5	10											
368-22	5	14	60		13	5	3											
368-42	16	12	44		18	3	2	1			1	2			1			
368-47	27	23	41		4			3	2									
368-50	51	44				2		3										
368-61	58	19	3		1	3	2	6	1	2	3	1			1			
382-3	18	4	1			32	41	4										
395-1	43	20			17	3	5	12										
409-1	28	31			37			4										
446-1					21	48	29	2										

É de salientar a presença, embora escassa, de espécies minerais facilmente alteráveis, como piroxenas, anfíbolos e biotite. No conjunto, os minerais pesados identificados suscitam o mesmo tipo de considerações feitas a propósito do complexo inferior.

As cascalheiras, tão abundantes neste complexo montmorilonítico, mereceram particular atenção. Do ponto de vista da composição petrográfica, são constituídas essencialmente por elementos de quartzo filoniano e de metalidito; contêm também, mas em muito menor percentagem, calhaus de gnaiss, de granito, de xisto e de micaxisto (Quadro LXXXII).

A ausência sistemática de calhaus de quartzito ordovícico parece ser um facto. Pensamos que as muitas observações e contagens realizadas, num número de locais suficientemente significativo, nos permitem tal afirmação. Tanto mais que esta ausência, verificada ao fim de numerosas observações, determinou a necessidade de pesquisas em outras jazidas, apenas com o fim de confirmar ou não aquele carácter.

Destas cascalheiras submetemos a estudo morfométrico os calhaus de quartzo filoniano, sem dúvida os mais abundantes. Trata-se de elementos em geral muito mal rolados (sub-angulosos). As medianas relativas aos valores do índice de desgaste oscilam

QUADRO LXXXII

Amostra n.º	Composição petrográfica (%)					
	Quartzo	Metalidito	Gnaíse	Xisto	Micaxisto	Granito
356-2	96				1	3
357-34	35	65				
357-36	77	20	3			
357-45	65	33		2		
357-53	70	28		2		
357-68	90	10				
357-76	73	27				
357-77	60	37		3		
382-2	67	13		12	8	
386-16	60	40				
386-25	44	48		8		
395-1a	75	5		20		
446-2	55	23	18	4		

entre 0,03 e 0,05, sendo de 0,13 apenas o valor referente ao calhaus melhor rolado (Quadro LXXXIII). Dos outros constituintes destas cascalheiras, apenas os de metalidito apresentam as mesmas características (Est. XX, fig. 1). Os restantes elementos, meio apodrecidos e menos frequentes, não permitem quaisquer determinações. O índice de achatamento não tem, neste caso, qualquer significado. Limitamo-nos a fornecê-lo, como rotina, e a verificar que se mantém semelhante, de formação para formação, independentemente do grau de desgaste, desde que se refira ao mesmo tipo de material.

Como tivemos oportunidade de mencionar atrás, as concentrações de calhaus mal rolados encontram-se na proximidade de regiões ocupadas por rochas metamórficas onde são particularmente abundantes os leitos de quartzo negro ou de metalidito e os filões de quartzo. Estes dois tipos petrográficos, em especial o último, são, como se viu, os principais fornecedores de material grosseiro. Entre eles, embora mais escassos, figuram calhaus de outras rochas polimineriais.

O carácter particularmente mal rolado dos detritos siliciosos e a presença de elementos de rochas facilmente desagregáveis, como xisto, micaxisto, gnaíse e granito, leva a considerar as referidas cascalheiras como derrames torrençiais, depositados após transporte muito curto.

QUADRO LXXXIII

Amostra n.º	Achatamento $\left(\frac{L+1}{2E}\right)$			Desgaste $\left(\frac{2r_1}{L}\right)$		
	min.	med.	máx.	min.	med.	máx.
357-34	1,2	1,8	3,3	0,02	0,05	0,10
357-36	1,1	1,6	2,9	0,03	0,04	0,10
357-45	1,2	1,5	4,4	0,02	0,04	0,11
357-53	1,3	1,7	2,9	0,02	0,03	0,07
357-68	1,2	1,7	3,0	0,01	0,03	0,09
357-76	1,3	1,6	3,0	0,02	0,03	0,08
357-77	1,4	1,8	3,0	0,03	0,04	0,07
368-16	1,2	1,8	3,2	0,02	0,04	0,07
368-25	1,4	2,0	2,8	0,02	0,03	0,10
382-2	1,2	1,8	3,9	0,01	0,05	0,13
395-1a	1,5	2,0	3,5	0,01	0,05	0,09
446-2	1,4	1,8	4,5	0,02	0,04	0,07

Nas formações areníticas, arcólicas, esverdeadas, situadas na vizinhança de rochas graníticas, não se encontram, praticamente, níveis de cascalheiras paralelizáveis com os anteriormente citados. Num ou noutro ponto aparecem, às vezes, pequenas concentrações de calhaus angulosos, sempre de quartzo filoniano, intercaladas nos arenitos. A contribuição detrítica do granito deve ter sido feita essencialmente sob a forma de areias feldspáticas e micáceas, resultantes da erosão da rocha arenizada. O desmantelamento dos inúmeros filonetes quártzicos, incluídos na rocha eruptiva, contribuiu com fragmentos mais ou menos grosseiros para as referidas concentrações de calhaus. O mau rolamento destes confirma o pouco transporte sofrido. É o que se passa, por exemplo, na camada 2 do corte situado 600 m a NE da Igreja de Ponte de Sor. Além de calhaus sub-angulosos de quartzo e de granito (raro) existem fragmentos de madeira silicificada.

A raridade de calhaus de granito parece confirmar a existência de uma fase de arenização anterior à erosão. A hipótese de considerar os materiais de origem granítica parcialmente transportados sob a forma de calhaus que após a deposição, acabassem por ser arenizados, não parece de aceitar neste caso. Com efeito, o transporte do material, embora muito curto, deve ter sido feito sob a forma de areias graníticas, como o testemunham o carácter sub-rolado dos respectivos grãos.

Além das considerações feitas atrás, acrescentamos mais algumas observações sumárias relativas aos calcários deste complexo.

A análise dolomimétrica de dois destes calcários, um (amostra 368-8) situado ao norte do maciço de Galveias (flanco granítico) e o outro (amostra 368-22) a sul do mesmo relevo (flanco xistento) forneceram os valores seguintes:

n.º da amostra	% de MgCO <sub>3</sub>
368-8	38,5
368-22	37

Estes resultados, pouco significativos, por se referirem a tão pequeno número de amostras, são, contudo, suficientes para afirmar a presença de dolomite nalgumas rochas deste complexo.

No que se refere ao estudo microscópico, as referidas rochas correspondem, de modo geral, a calcários afaníticos, microgranulares e granulares, de grão fino, mais ou menos areníticos e às vezes argilo-siltosos. Dos detritos fazem parte, principalmente, quartzo e feldspato. Não se observam fenómenos de silicificação, existentes nos calcários da série inferior. Esta diferença, bem como a verificada na composição argilosa, são as características que melhor separam os calcários das duas séries consideradas.

## C — COMPLEXO ILITO-CAULINÍFICO

### 1 — Descrição geológica

Este complexo constitui a mais extensa das unidades sedimentares da bacia terciária do Tejo. Trata-se de formações francamente continentais, constituídas por arenitos argilosos, com intercalações conglomeráticas, essencialmente quartzíticas, e lenticulas argilosas. Ocupa grande área a oriente e a sul do troço do Tejo compreendido entre Lisboa e Vila Velha de Ródão e prolonga-se para sul, pela bacia do Sado. O limite leste e sudeste é bastante recortado, mercê dos efeitos da erosão; todavia, no conjunto, não ultrapassa uma linha que poderemos definir, *grosso modo*, como passando por Vila Velha de Ródão, Crato, Avis, Lavre e Vendas Novas. Mais para ocidente, o limite é convencional; consideramo-lo passando pelo planalto de Pegões e seguindo a divisória de águas dos dois sistemas hidrográficos confinantes, o do Tejo e o do Sado.

No que se refere à espessura, o complexo em causa tem grande desenvolvimento vertical; na região de Ponte de Sor possui pouco mais de uma centena de metros (120 a 130 m); em Almeirim ultrapassa 150 m. Estes valores aumentam na região central da bacia, como pode verificar-se, por exemplo, em grande parte do vale do Sorraia.

Estes depósitos assentam indiferentemente sobre o complexo montmorilonítico, ou sobre o atapulgítico, ou directamente sobre o substrato antigo arrasado. O primeiro caso verifica-se especialmente no interior da bacia, por exemplo, ao longo de parte do vale da ribeira de Sor. Os outros dois modos de jazida são mais frequentes na orla oriental, exteriormente à área deprimida da bacia, onde o complexo superior (arenítico-conglomerático) se deve ter depositado após uma fase de aplanação intermediária, havendo pois lacuna de erosão entre este e as formações anteriores.

As formações detríticas superiores são, de modo geral, castanho-avermelhadas e amareladas; porém, são muitos os casos em que estas tonalidades desaparecem, passando a outras mais claras, geralmente esbranquiçadas. Trata-se de arenitos de grão médio a grosseiro, às vezes, um pouco feldspáticos e micáceos, de cimento argiloso. O grau de consolidação é, em geral, pequeno, salvo nos casos em que apresentam cimento ferruginoso abundante. Pode verificar-se este facto, por exemplo, nas trincheiras da nova estrada de Ponte de Sor a Bemposta, a cerca de 300 m a NW do vértice geodésico de Bufão. Aqui, não só os arenitos estão bem consolidados, como também os leitos de calhaus.

Os referidos leitos conglomeráticos intercalados neste complexo superior constituem às vezes grandes mantos de detritos grosseiros, mais ou menos regularmente espaçados ao longo da série. Nas regiões vizinhas de Ponte de Sor, os referidos leitos grosseiros situam-se, aproximadamente, às seguintes altitudes: 110, 140, 170 e 200 metros. Estes mantos não correspondem a camadas contínuas; constituem concentrações lenticulares. Todavia, a regularidade com que alternam com as camadas areníticas sugere derrames espasmódicos, mais ou menos periódicos, intervalados por períodos de relativamente maior acalmia. É no seio destas camadas areníticas que se situam níveis argilosos, referidos atrás, correspondentes a jazidas lenticulares de maior ou menor extensão.

Os únicos elementos paleontológicos conhecidos em tão vasto e espesso complexo são os fornecidos pela flora de Canha, aliás pouco significativos e insuficientes para definir com rigor a cronologia destes depósitos. Assim, mais uma vez, cabe à sedimentologia a tarefa de procurar lançar alguma luz sobre o problema em causa — a correlação destas formações com outras, melhor conhecidas, da margem direita do Tejo.

## 2 — Estudo sedimentológico

Submeteu-se a estudo conveniente uma série de sedimentos provenientes de várias regiões da grande área em causa, como Almeirim, Chamusca, Gavião, Nisa, Chança, Ponte de Sor, Galveias, Montargil, Avis, Coruche, Vendas Novas e Infantado. Dedicámos maior minúcia às regiões de Chança, Ponte de Sor e Galveias por termos procedido aí a levantamentos geológicos de pormenor, com base na sedimentologia dos depósitos. A localização precisa e a descrição do material estudado, bem como os resultados alusivos à respectiva composição fundamental, figuram no Quadro LXXXIV.

Os arenitos, sem dúvida os mais abundantes dos tipos petrográficos representados no complexo, são exclusivamente de cimento argiloso de tonalidades variadas.

A quantidade de fracção silto-argilosa não ultrapassa, em geral, um quarto do peso total do sedimento, sendo quase sempre menor. A percentagem mais ou menos elevada de fracção fina relaciona-se com o maior ou menor grau de coerência destas rochas. Assim, aquelas cujo teor de componentes silto-argilosos é muito baixo comportam-se como areias, às vezes bastante soltas.

QUADRO LXXXIV

Amostra n.º	Localização	Classificação de campo	Fração arenosa	Fração silto-argilosa
324-3	Monte Claro (Nisa)	arenito de grão médio, argiloso, avermelhado	59,3	40,7
333-2	V. G. de Perna da Queimada (Gavião)	arenito de grão médio, argiloso, avermelhado	73,0	27,0
354-1	Pinhal do Junco (Chouto, Chamusca)	arenito de grão médio, argiloso, alaranjado	50,2	49,8
356-11	600 m a NE da Igreja de Ponte de Sor	arenito de grão gros., argiloso, amarelado, com calhaus rolados	86,8	13,2
356-11a	idem	cascalheira de calhaus rolados		
356-21	300 m a W de Monte das Barreiras	arenito de grão gros., argiloso, acastanhado, com calhaus rol.	84,5	15,5
356-21a	idem	cascalheira de calhaus rolados		
356-23	1100 m a W de Monte das Bouças	arenito de grão médio, argiloso, arroxeadado	64,4	35,6
356-26	1000 m a N 15° E de Amieira	arenito de grão fino, muito argiloso, acastanhado	49,0	51,0
356-27	500 m a N 25° E de Amieira	arenito de grão grosseiro, argiloso, esbranquiçado	84,6	15,4
356-28	800 m a N 105° E de Amieira (base)	arenito de grão grosseiro, argiloso, acastanhado-claro	80,9	19,1
356-28a	idem	arenito de grão grosseiro, argiloso, amarelado	75,9	24,1
356-28b	idem	arenito com calhaus, argiloso, avermelhado	88,3	11,7
356-28c	idem (topo)	argilito arenoso, vermelho	25,0	75,0
356-29	Vale da Carreira	arenito de grão médio, argiloso, avermelhado	83,6	16,4
356-35	800 m a S do V. G. de Barata	arenito de grão médio, argiloso, acastanhado	91,3	8,7
356-37	300 m a E do V. G. de Vale de Zebro	areia de grão grosseiro, muito pouco argilosa	99,0	1,0
356-39	500 m a N de Amieira	arenito de grão médio, argiloso, claro	70,1	29,9
356-47	ao km 99,650 da estr. de Ponte de Sor-Alter do Chão	arenito de grão médio a fino, argiloso, amarelado	77,3	22,7
356-64	Monte do Vale de Zebro	arenito de grão médio, argiloso, avermelhado	57,2	42,8
356-64a	idem	cascalheira de calhaus rolados	60,7	39,3
356-70	V. G. de Bufão	arenito de grão médio, argiloso, rosado		
356-71	500 m a W de V. G. de Bufão	arenito ferruginoso muito consolidado		
357-24	2500 m a W 10° S de V. G. de Monte Novo	cascalheira de calhaus rolados		
357-25	1250 m a W de V. G. de Monte Novo	arenito de grão médio a grosseiro, argiloso, amarelado	88,9	11,1
357-26	500 m a SE de Vale do Açor	argilito arenoso, amarelado	32,2	67,8
357-27	500 m a NE de Arribanas	arenito de grão médio, argiloso, feldspático, vermelho	79,8	20,3
357-28	50 m a SW do Monte das Fontainhas	arenito de grão fino, argiloso, vermelho	84,6	15,4
357-30	1500 m a E de Arribanas	cascalheira de calhaus rolados		
357-31	1750 m a ENE de Arribanas	arenito de grão médio, argiloso, feldspático, vermelho	78,0	22,0
357-35	2000 m a NW do V. G. de S. Marcos	arenito de grão médio a fino, argiloso, amarelado	79,8	20,2
357-56	Bucilhos	arenito de grão médio, argiloso, feldspático, vermelho	82,8	17,2
357-57	100 m a NNE de V. G. de Brejo	arenito de grão médio, argiloso, feldspático, vermelho	81,2	18,8
357-61	500 m a S do V. G. de Espício	arenito de grão médio a grosseiro, argiloso, acastanhado	76,8	23,2
365-1	600 m a W do V. G. de Almeirim	arenito de grão fino a médio, avermelhado	74,2	25,8
365-1a	idem	cascalheira de calhaus rolados		
365-2	250 m a W do V. G. de Almeirim	arenito de grão grosseiro, argiloso, vermelho	82,3	17,7
365-2a	idem	cascalheira de calhaus rolados		
368-17	1500 m a S 10° E do V. G. de Torre do Sepúlveda	idem		
368-26	450 m a SE de Monte do Freixo	idem		
368-27	50 m a N do V. G. de Vale de Vilão	idem		
368-28	550 m a E de Vale das Barrocas	idem		
368-37	550 m a NW de Panasqueira	areia de grão médio a fino, argilosa, esbranquiçada	91,5	8,5
368-40	600 m a WNW de Panasqueira	arenito de grão grosseiro, argiloso, feldspático, vermelho	82,8	17,2
368-43	Pinheirinho	arenito de grão fino, argiloso, amarelado	73,7	26,3
368-46	500 m a E de Vale das Barrocas	arenito de grão médio, argiloso, amarelado	73,7	26,3
368-51	1250 m a S de Vale do Monte	arenito de grão fino, muito argiloso, claro	59,6	40,4
368-69	1000 m a ENE do V. G. de Vale da Vaca	arenito de grão grosseiro, argiloso, avermelhado	84,0	16,0
368-75	Senhora das Almas	arenito de grão médio, argiloso, feldspático, vermelho	78,9	21,1
378-3	Casal Velho da Caneira (Raposa, Almeirim)	arenito de grão médio a grosseiro, argiloso, avermelhado	87,5	12,5
380-6	Quinta Seca (Montargil)	arenito de grão médio a grosseiro, argiloso, avermelhado	84,4	16,6
382-5	1050 m a SW do V. G. de Vale de Pau (Avis)	arenito de grão fino, argiloso, avermelhado	77,3	22,7
392-1	Senhora do Castelo (Coruche)	areia de grão médio, pouco argilosa, feldspática, branca	97,3	2,7
419-1	Infantado	arenito de grão médio a grosseiro, argiloso, amarelado	82,0	18,0
434-1	V. G. de Bombel (Vendas Novas)	arenito de grão médio a grosseiro, argiloso, avermelhado	85,0	15,0
435-1	450 m a SW de V. G. de Malhada Alta (Vendas Novas)	areia de grão médio, argilosa, avermelhada	90,5	9,5
435-2	idem	cascalheira de calhaus rolados		
446-5	Fábrica de Camionetas MAN (Vendas Novas)	arenito de grão médio, argiloso, feldspático, vermelho	88,3	11,7
446-9	Passagem de nível, na Estrada Nacional (V. Novas)	arenito de grão médio, argiloso, feldspático, amarelado	74,5	25,5

A percentagem de grãos de feldspato representada na fracção arenosa é bastante variável (Quadro LXXXV), atingindo, embora raramente, valores altos. Todavia, os materiais referentes aos depósitos mais elevados (como os de Bufão e de Vale de Zebro, na região entre Ponte de Sor e Bemposta) são muito mais pobres daquele mineral. A moscovite está, geralmente, presente nos vários níveis do complexo arenítico-conglo-

QUADRO LXXXV

Amostra n.º	Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Biotite	Composição argilosa (%)		
			> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm			Caulinite	Ilite	Montmorilonite
324-2	100		SR-PB	SA	A			80	20	
333-2	95	5	SR-PB	SR-PB	SA e A			100	vest.	
354-1	90	10	SR-PB	SR-B	SA e A			40	60	
356-11	95	5	SR-PB	SR-PB	SA e A			50	20	30
356-21	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		95	5	
356-23	95	5	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.		70	30	
356-26	90	10	SR-PB	SR-PB	SA e A			95	5	
356-27	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		60	40	
356-28	90	10	SR-PB	SR-PB	SA e A			95	5	
356-28a	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		95	5	
356-28b	100	vest.	SR-cariados		SA e A	rara		100		
356-28c	95	5		SR-PB	SA e A	alg.		95	5	
356-29	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A			100	vest.	
356-35	70	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		90	10	
356-37	100	30	SR-PB	SR-PB	SA e A			100		
356-39	95	5	SR-PB	SR-PB	SA e A			100	vest.	
356-47	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		90	10	
356-64	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.		100	vest.	
356-70	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		95	5	
356-71	100		SR-cariados		SA e A	rara		100	vest.	
357-25	90	10	SR-PB	SR-B	SA e A			80	20	
357-26	90	10		SR-PB	A	rara		55	45	vest.
357-27	60	40	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.		70	30	
357-28	70	30	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.		80	20	
357-31	70	30	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.	rara	85	15	vest.
357-55	80	20	SR-PB	SR-B	SA e A	rara		85	15	
357-56	75	25	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.		80	20	
357-57	80	20	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		90	10	
357-61	80	20	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara	rara	85	15	vest.
365-1	70	30	SR-PB	SA-B	A	alg.		60	40	
365-2	100	vest.	SR-cariados		SA e A	alg.		80	20	
368-37	95	5	SR-PB	SR-B	SA e A	rara		50	50	
368-40	80	20	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		75	25	
368-43	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		80	20	vest.
368-46	95	5	SR-PB	SR-PB	SA e A			80	20	
368-51	90	10	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		50	50	
368-69	100	vest.	SR-PB	SR-PB	SA e A			80	20	
368-75	90	10	SR-PB	SR-PB	A	rara		60	40	
378-3	85	15	SR-PB	SR-B	SA			80	20	
380-6	85	15	SR-PB	SR e SA	SA e A			40	30	30
382-5	90	10	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		75	25	
392-1	60	40	SR-PB	SR-B	SA e A	alg.	rara	70	30	
419-1	80	20	SR-B	SR-B	SA	alg.	rara	80	20	
434-1	80	20	SR-PB	SR-B	SA e A	rara		90	10	
435-1	70	30	SR-PB	SR-PB	SA e A	rara		85	15	
446-5	85	15	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.	rara	70	30	
446-9	80	20	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.		80	20	

merático, embora com percentagens sempre pequenas. A biotite é muito mais rara.

Os grãos de quartzo são em geral sub-rolados e pouco brilhantes; esporadicamente, possuem aspecto mais brilhante (Est. XVI, fig. 3). O meio de transporte foi certamente o fluvial.

A fração argilosa é quase exclusivamente constituída por caulinite (fig. 23), associada a ilite (Est. XIV, fig. 5), com a nota importante de que os sedimentos do complexo em causa são tanto mais ricos de caulinite (e consequentemente mais pobres de ilite) quanto mais elevada é a posição estratigráfica. A montmorilonite é rara; deve relacionar-se com contaminações locais por parte dos sedimentos do complexo subjacente, como é seguramente o caso das amostras 356-11 e 380-6, provenientes de camadas imediatamente sobrepostas a arenitos arcócos, montmoriloníticos, abarrancados pelos depósitos superiores em causa.

A análise granulométrica dos sedimentos dos níveis areníticos revela tratar-se de materiais geralmente bem ou muito bem calibrados (Quadro LXXXVI; fig. 22-2). Associando a estas características os valores relativos à assimetria das curvas, confir-

QUADRO LXXXVI

Amostra n.º	Mediana		QD $\phi$	So	Skq $\phi$
	$\phi$	mm			
356-11	-0,9	1,85	1,1	2,1	0,1
356-23	1,0	0,50	0,85	1,80	0,15
356-26	1,2	0,44	0,75	1,65	0,05
356-27	-0,1	1,05	0,75	1,65	0,05
356-28	-0,9	1,85	0,90	1,85	0,0
356-28a	-0,4	1,30	0,60	1,50	0,0
356-28c	4,0	0,06	0,85	1,80	-0,35
356-29	0,1	0,95	0,40	1,3	0,0
356-35	-0,7	1,60	0,45	1,35	0,05
356-37	-0,5	1,41	0,75	1,65	-0,05
356-39	0,5	0,71	0,65	1,55	-0,05
356-47	0,4	0,78	0,55	1,45	-0,05
356-64	1,0	0,50	0,40	1,3	-0,1
356-70	0,9	0,54	0,30	1,23	0,0
357-25	-0,3	1,20	1,05	2,05	0,0
357-26	3,9	0,07	0,60	1,50	-0,1
357-27	0,1	0,95	0,75	1,65	0,05
357-28	0,5	0,71	0,55	1,45	0,05
357-31	0,4	0,78	0,55	1,45	0,05
357-55	1,5	0,35	0,60	1,50	0,0
357-56	0,1	0,95	0,75	1,65	0,05
357-57	-0,3	1,20	0,70	1,60	0,0
357-61	-0,4	1,30	0,70	1,60	-0,1
368-40	0,0	1,00	0,65	1,55	0,05
368-43	1,2	0,44	0,30	1,23	0,0
368-46	0,3	0,80	0,85	1,80	0,15
368-51	0,4	0,78	1,00	2,00	0,2
382-1	1,5	0,35	0,30	1,23	0,0
392-1	0,3	0,80	0,50	1,40	0,0
419-1	0,5	0,71	0,50	1,40	0,0
434-1	0,0	1,00	0,70	1,60	0,0
435-1	0,6	0,68	0,60	1,50	0,1
446-5	0,95	0,26	0,60	1,50	-0,1
446-9	-0,5	1,41	0,55	1,45	0,05

ma-se o carácter fluvial dos respectivos depósitos, sugerido anteriormente pela análise morfológica. Os parâmetros granulométricos relativos aos materiais das lenticulas argilosas revelam sedimentação por decantação de águas paradas; as referidas lenticulas devem ser atribuídas a pequenos lagos temporários ou charcos, propícios àquele tipo de depósitos.

O cortejo de minerais pesados (Quadro LXXXVII) é caracterizado pela predominância de espécies típicas do soco granito-gnáissico e, dentro destas, pelas de maior resistência aos agentes de alteração. Por outro lado, são praticamente inexistentes os minerais que, nos complexos inferiores, provinham da comparticipação de outras rochas do soco, como calcários metamórficos e corneanas cálcicas.

QUADRO LXXXVII

Amostra n.º	Turmalina	Andalusite	Estaurólite	Distena	Sillimanite	Granada	Epidoto	Zircão	Rútilo	Broquite	Anatase	Biotite	Apatite	Esfena
356-11	58	27			5	2		1	2		1	4		
356-21	44	32			10			1					2	
356-26	61	17	12		7			3						
356-28	48	17	2		7		2	14	1	6	3			
356-29	50	23	6	2	5		4	6	2		2			
356-39	25	24	35		15			1						
356-47	43	32			10		4	3	2	2	1	2		
356-55	50	48	1				1							
356-64	29	22	23	4	7		9	2	1				2	1
356-70	62	23	12					1	1				1	
357-25	81	13			5			1						
357-55	63	20			12			4		1			1	
368-37	18	15	64				1		1					2
368-43	34	28			2		2	2	2	2	2	26	1	
368-46	59	27	4		6		1	1	1	1			1	
368-69	51	21	10		4		5	3	1	3	1			
382-1	55	31			12			1						
392-1	32	37	27					4						
419-1	72	6	12		10									
434-1	60	18	11		8			2	1					

Parece poder concluir-se deste facto que os relevos do soco exteriores à bacia de sedimentação, constituídos pelas rochas metamórficas aludidas, estavam arrasados. Outros relevos, sobretudo os situados no centro da bacia, acabaram por ficar «afogados» pelas coberturas detriticas que consecutivamente preencheram a região.

Os níveis conglomeráticos desempenham, neste complexo, papel de importância considerável; por isso lhes dedicámos especial atenção. Os resultados expressos no Quadro LXXXVIII dão conta das principais características petrográficas destas formações.

No que se refere à litologia dos calhaus, quase pode dizer-se que estes estão representados, exclusivamente, por elementos de quartzito ordovícico e de quartzo, com franco predomínio dos primeiros. Os fragmentos de metalidito são tão raros que, praticamente, não têm qualquer significado.

A presença de calhaus de quartzito, tão abundantemente disseminados em toda a extensão e espessura do complexo ilito-caulinítico, assume especial significado. Tais calhaus não se encontram nos sedimentos dos complexos mais antigos. As primeiras concentrações de cascalheiras deste complexo superior devem marcar os primeiros acarreios, talvez torrenciais, de materiais quartzíticos chegados a esta parte da bacia do

Tejo. Tais materiais são, sem dúvida, oriundos dos relevos quartzíticos marginais da bacia, situados a norte e a oriente, como os que ainda hoje constituem as cristas ordovicianas das regiões de Amêndoa, Vila Velha de Ródão, Castelo de Vide, Portalegre, etc. É muito provável que o maior volume dos relevos quartzíticos existentes outrora tenha tido também papel preponderante nos referidos mantos conglomeráticos que, repetidas vezes, invadiram a vasta área da bacia, a partir dos últimos tempos terciários.

QUADRO LXXXVIII

Amostra n.º	Composição petrográfica (%)		
	Quartzo	Quartzito	Metalidito
356-11a	39	58	3
356-21a	27	73	
356-64a	25	75	
357-24	26	72	2
357-30	30	70	
365-1a	49	51	
365-2a	23	77	
368-17	27	73	
368-26	17	82	1
368-27		100	
368-28	16	84	
435-2	64	36	

QUADRO LXXXIX

	Amostra n.º	Desgaste $\left(\frac{2r_i}{L}\right)$			Achatamento $\left(\frac{L+1}{2E}\right)$		
		min.	med.	máx.	min.	med.	máx.
Quartzito	356-11a	1,1	1,8	3,0	0,06	0,15	0,22
	356-21a	1,1	1,6	3,5	0,02	0,13	0,22
	356-64a	1,1	1,5	2,4	0,10	0,30	0,49
	357-24	1,3	1,6	3,0	0,02	0,11	0,26
	357-30	1,1	1,6	2,6	0,02	0,13	0,25
	365-1a	1,4	1,6	3,1	0,03	0,11	0,21
	365-2a	1,3	1,7	2,3	0,11	0,28	0,34
	368-17	1,2	1,8	2,4	0,09	0,17	0,29
	368-26	1,2	1,7	3,9	0,06	0,15	0,31
	368-27	1,2	1,6	2,3	0,08	0,18	0,37
	368-28	1,2	1,9	2,7	0,08	0,15	0,30
435-2	1,6	1,8	3,8	0,04	0,18	0,36	
Quartzo	356-11a	1,1	1,6	2,8	0,10	0,20	0,42
	356-21a	1,3	1,7	2,0	0,02	0,11	0,26
	356-64-a	1,2	1,5	1,8	0,17	0,26	0,44
	357-24	1,2	1,7	2,0	0,04	0,14	0,20
	357-30	1,1	1,7	2,9	0,01	0,17	0,31
	365-1a	1,2	1,7	2,4	0,02	0,09	0,25
	365-2a	1,3	1,5	3,1	0,09	0,26	0,31
	368-17	1,1	1,7	2,2	0,12	0,18	0,40
	368-26	1,4	1,6	2,4	0,10	0,19	0,29
	368-27						
	368-28	1,3	1,6	2,3	0,09	0,11	0,20
435-2	1,2	1,8	2,2	0,02	0,09	0,36	

Outro aspecto digno de realce, relativamente ao estudo dos elementos dos conglomerados, é o que se refere ao grau de rolamento (Quadro LXXXIX; Est. XX, fig. 2).

Com efeito, o grau de rolamento, expresso pelo índice  $\frac{2r_1}{L}$  de A. CALLEUX, é francamente superior ao das cascalheiras intercaladas nos complexos anteriores.

Em toda a área da bacia do Tejo, apenas na península de Setúbal existem conglomerados onde os valores do referido índice são comparáveis aos desta parte oriental. Referimo-nos às formações plio-pleistocénicas, cuja constituição petrográfica é outro elemento de comparação, a confirmar o primeiro. O melhor rolamento dos calhaus naquela zona vestibular deve-se não só ao maior transporte sofrido pelos materiais, como talvez a acções marinhas.

As cascalheiras do complexo montmorilonítico subjacente revelam transportes extremamente reduzidos. Assim, poderá concluir-se que foram edificadas à custa de pequenos relevos, ainda existentes na área da bacia ou na sua imediata vizinhança. Pelo contrário, os níveis conglomeráticos do complexo superior mostram que os materiais sofreram muito maior transporte, ao longo de um sistema de drenagem muito mais vasto e generalizado.

Aos derrames espasmódicos e localizados do período anterior segue-se um processo de drenagem muito mais vasto e organizado. Este processo teve como consequência o enchimento da extensa depressão.

O máximo do enchimento alteia-se acima do nível do planalto do Ribatejo oriental. Com efeito, emergem desta superfície perfeita alguns relevos residuais do próprio complexo arenítico-conglomerático. O referido planalto, que ZBYSZEWSKI considerou vilafraquiano, está atapetado por conglomerados de elementos, de quartzo e de quartzito, mais grosseiros e bem rolados do que os do complexo onde se encontra embutido.

Destes conglomerados são exemplo os que se incluem nos Quadros LXXXIV, LXXXVIII e LXXXIX, sob designações de 356-64a e 365-2a e que se referem, respectivamente, às regiões de Bemposta (Ponte de Sor) e de Almeirim.

### III

## VISÃO DE CONJUNTO E ESBOÇO DE INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS SEDIMENTOLÓGICOS

### Composição fundamental

O complexo atapulgítico possui geralmente, além das fracções arenosa e silto-argilosa, uma fracção carbonatada, que chega a atingir 89,4%. Nalguns casos, mais raros, encontram-se apenas os dois primeiros componentes, quer se trate de arenitos de grão médio a grosseiro, pouco argilosos, quer de argilitos, ambos muito consolidados. Estas rochas, dificilmente desagregáveis ou impossíveis de desagregar, devem essa característica ao tipo de argila que contêm e, em parte, a certo grau de silicificação.

O complexo montmorilonítico é constituído de rochas com duas ou três das fracções referidas na composição fundamental. Ao primeiro caso pertencem arenitos arcósicos e argilitos, geralmente esverdeados, ou arenitos mais ou menos argilosos, avermelhados, associados a leitos de calhaus mal rolados. No segundo caso, estão calcários, mais ou menos margosos e areníticos, concrecionados, e rochas detriticas, como as referidas acima, com impregnações maiores ou menores de calcário. A percentagem da fracção carbonatada, quando existe, oscila, no conjunto, entre 1 e 90%.

O complexo ilito-caulinítico não apresentou, em caso algum, vestígios de fracção carbonatada.

## Granulometria

Não possuímos resultados dos depósitos inferiores, pelas razões apontadas atrás. No que se refere aos dois outros complexos, é possível estabelecer diferenças significativas quando se observam os resultados em conjunto. Individualmente, qualquer curva granulométrica, relativa a um dos complexos, poderia pertencer ao outro, sem que isso nos causasse surpresa.

Em linhas gerais, o complexo montmorilonítico revela, relativamente à granularidade das areias, maior heterogeneidade do que o ilito-caulinítico (fig. 22). Por outro lado, os valores referentes à calibragem e à assimetria das distribuições indicam, nos dois casos, regime fluvial, com a diferença de que no segundo as areias bem calibradas são mais frequentes, indicando drenagem fluvial muito mais organizada.

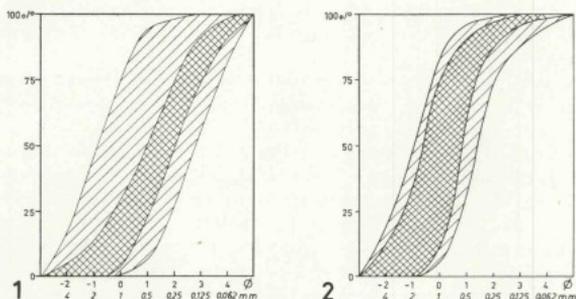


Fig. 22 — Áreas ocupadas pelo conjunto das curvas acumulativas referentes à granulometria da fracção arenosa das formações do Complexo montmorilonítico (1) e do Complexo ilito-caulinítico (2) da margem esquerda da bacia do Tejo. As áreas quadriculadas correspondem a 75 % do total das curvas.

## Teor de feldspato

Dos três complexos sedimentares o que se apresenta mais pobre de feldspato é, sem dúvida, o inferior. Com efeito, quer o material estudado provenha ou não de localidades à margem de rochas graníticas, o teor daquele mineral é sempre fraco ou nulo.

O mesmo não acontece com o complexo imediatamente superior (sendo, evidentemente, mais arcóscicos os sedimentos em relação directa de proximidade com afloramentos graníticos). Esta desigualdade de comportamento dos dois complexos é devida a diferenças de ambientes morfoclimáticos, de que foram correlativos.

Os arenitos conglomeráticos superiores, embora não assumam nunca o carácter arcóscico do complexo imediatamente inferior, são algo feldspáticos. À medida, porém, que se sobe na série, o teor deste mineral parece diminuir. Com efeito, os mais altos arenitos analisados são essencialmente quartzosos.

## Morfoscopia dos grãos de quartzo

Este capítulo da análise sedimentológica poucos elementos fornece. No entanto é possível relacionar o carácter sub-anguloso de certos grãos com derrames torrenciais e pouco transporte. Estas condições são mais frequentes nos dois primeiros complexos.

Os arenitos superiores apresentam, regra geral, grãos de quartzo de tipo sub-rolado, indicador de transporte mais prolongado. Nos níveis mais altos destes arenitos conglomeráticos encontram-se grãos com marcas de corrosão, que designamos por «cariados».

### Minerais pesados

Relativamente a este tipo de análise, interessa, sobretudo, focar o desaparecimento, nos níveis mais altos, de certas espécies minerais. Nuns casos, o facto explica-se pelo «afogamento», pela cobertura detrítica, de relevos do interior da bacia, ou pelo arrasamento dos situados na periferia. Noutros casos, certos minerais frequentes no complexo montmorilonítico não subsistiram em face das condições climáticas reinantes, durante a deposição do complexo superior.

Mesmo dentro da formação arenítico-conglomerática os minerais pesados das camadas do topo caracterizam-se pela elevada resistência físico-química.

### Minerais argilosos

Os minerais das argilas são, fora de dúvida, os elementos mais importantes no trabalho realizado. Tal é o seu significado que os três complexos definidos os incluem nas respectivas designações.

O complexo inferior, dito atapulgítico, ou contém na fracção argilosa apenas atapulgite, ou apresenta, em associação com ela, montmorilonite, escassa ilite e raríssima caulinite. O complexo seguinte é caracterizado pela presença da associação montmorilonite-ilite-caulinite, em que o primeiro destes minerais é francamente predominante. Finalmente, no complexo ilito-caulinítico a caulinite torna-se progressivamente mais abundante à medida que se sobe na série. As camadas do topo são exclusivamente cauliníticas.

Como se referiu, por várias vezes, a ilite pode muito bem corresponder à fracção mais fina da moscovite, a sericite, etc..

### Elementos detríticos grosseiros

Os conglomerados brechóides e as brechas referidas nas formações atapulgíticas, sempre situados na base de relevos do soco, apresentam elementos de natureza diversa, como xisto, gnaise, granito, quartzo filoniano, metalidito, calcário cristalino, corneanas calcárias, etc.. São depósitos de vertente ou de sopé, tendo sofrido transporte reduzidíssimo, e daí o aspecto sub-anguloso dos elementos.

Nos dois outros complexos são muito mais frequentes os níveis de cascalheiras; o inferior, rico de quartzo filoniano e metalidito, apresenta ainda, embora em menor percentagem, elementos de xisto, micaxisto, gnaise e granito. Os calhaus são sub-angulosos e angulosos. Os valores do índice de desgaste variam entre 0,01 e 0,13; a mediana situa-se à volta de 0,04. A ausência sistemática de calhaus de quartzito ordovícico é característica dos dois complexos inferiores.

Os calhaus de quartzito surgem com o complexo ilito-caulinítico. Estes apresentam grau de rolamento acentuadamente superior; os valores do índice de desgaste variam entre 0,02 e 0,49 com mediana situada à volta de 0,17. Associados a estes, encontram-se calhaus igualmente rolados de quartzo filoniano.

### Dolomimetria

Os dois complexos inferiores revelaram possuir teores de dolomite relativamente elevados. Assim, na região oriental da bacia, a presença de dolomite nos calcários das

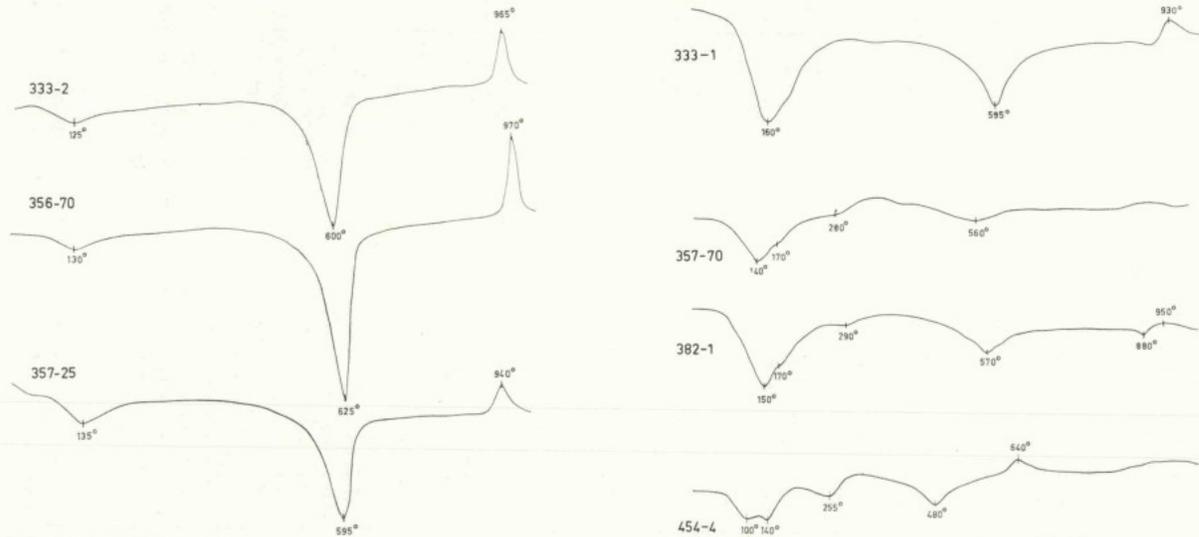


Fig. 23 — Curvas de análise térmica diferencial da fracção argilosa de sedimentos terciários da margem esquerda da bacia do Tejo. 357-70 (Monte Moreno, Chança), 382-1 (Avis) e 454-4 (Vila Nogueira de Azetão) — Complexo atapulgítico; 333-1 (V. G. de Salgueirinho, Gavião) — Complexo montmorilonítico; 333-2 (Gavião), 356-70 (Bufão) e 357-25 (Monte Novo, Chança) — Complexo ilito-caulinítico.

duas formações parece ter sido independente das condições morfoclimáticas correlativas próprias de cada complexo.

Em linhas gerais, atribuímos ao mais antigo dos complexos sedimentares, definidos na vasta região oriental da bacia do Tejo, ambiente climático de tendência quente e húmida, à semelhança dos outros complexos atapulgíticos da bacia. Os depósitos grosseiros que encerra relacionam-se também com a proximidade de relevos marginais da grande depressão tectónica e podem ser contemporâneos das primeiras fases de abatimento. A eles estaria ligada, portanto, certa instabilidade tectónica, à semelhança do que deve ter-se passado na orla ocidental e na Arrábida.

Caso existam, qual é o carácter dos depósitos do complexo atapulgítico no centro da bacia? Os afloramentos conhecidos ou se situam na periferia ou estão em relação com pequenos relevos do maciço antigo que emergem da cobertura detrítica. Em qualquer dos casos, os depósitos de tipo grosseiro tiveram aí, mais do que em qualquer outro local, condições propícias à sedimentação. Apenas o recurso a sondagens pode elucidar-nos sobre este problema e decidir se o complexo atapulgítico corresponde a um episódio lacustre generalizado a toda a bacia ou se, pelo contrário, se refere a áreas menores, isoladas e dispersas.

O complexo montmorilonítico, rico de arcoses, de lenticulas calcárias e mantos de cascalheiras de elementos sub-angulosos, possui um conjunto de características que parecem indicar ambiente morfoclimático diferente do que foi referido em relação ao complexo anterior.

O clima foi suficientemente húmido para promover a arenização das rochas, mas o grau de humidade deve ter sido moderado, para permitir a conservação parcial das biotites e de outros minerais ferromagnesianos e para que a evolução da alteração argilosa se desse mais no sentido das montmorilonites. O resultado desta evolução das argilas é o mesmo, sejam quais forem as rochas de que provenham. Este facto faz pensar, por outro lado, na existência de fenómenos de transformação e de neoformação argilosas, relacionados com o ambiente de deposição. Para tal ambiente é necessário considerar drenagem deficiente que permita a retenção dos iões necessários para que aqueles fenómenos se produzam. O carácter torrencial, espasmódico, dos depósitos detríticos, em especial dos mais grosseiros, e o curto transporte que sofreram, sugerem episódios de tendência árida. A existência de fragmentos de madeira silicificada adapta-se a estas condições.

Os calcários associados a estas rochas não se comparam com os calcários lacustres da zona ocidental da bacia; mais parecem, às vezes, crostas e concreções posteriores à deposição detrítica. Estas últimas características são próprias dos afloramentos marginais, a leste e a sul da bacia. As formações mais ocidentais (Raposa, Muge, Ulme, etc.) reflectem drenagem mais organizada, portanto maior humidade. Estas poderão ser mais modernas do que aquelas, como parece indicá-lo também a posição no terreno. Estas formações são comparáveis com os depósitos da outra margem do Tejo (Setil, por exemplo).

A morfologia da região considerada caracterizava-se, no início da deposição terciária, pela existência de uma superfície incompletamente aplanada. As pequenas elevações existentes constituíam relevos residuais e alimentaram os mantos de detritos.

Alguns destes relevos existem ainda, mas somente na parte deprimida do soco correspondente à bacia terciária do Tejo; eles foram fossilizados, total ou parcialmente, pelo preenchimento detrítico da depressão e, como tal, preservados. Estão nestas condições os cabeços de Montargil, Galveias, S. Facundo e Vale de Água.

A parte não deprimida, que constitui o bordo da bacia, na região considerada, isto é, a leste e sueste, apresenta-se desprovida de quaisquer relevos dignos desse nome.

A superfície inicial encontra-se agora mais uniformemente aplanada; esta situação deve ser atribuída, todavia, a acções posteriores à deposição do complexo montmorilonítico. Este constituiu cobertura bem mais desenvolvida, de que são testemunho os retalhos ainda existentes. Os referidos retalhos, na base dos quais se observam, às vezes, formações do complexo inferior, atapulgítico, são o que resta de acções erosivas mais modernas.

Finalmente, os sedimentos arenítico-conglomeráticos (do complexo ilito-caulinítico) revelam, novamente, condições climáticas quentes e húmidas, factores que parecem intensificar-se da base para o topo da série, como o sugerem, no mesmo sentido, a diminuição dos feldspatos, o aumento da caulinite ou a concentração de certos minerais pesados de maior resistência.

A mudança brusca das características sedimentológicas na passagem do complexo anterior, montmorilonítico, a este último, sugere a existência entre eles de uma lacuna, talvez maior no bordo oriental. Os contactos por abarrancamento, visíveis em vários locais, corroboram esta interpretação.

A drenagem era, sem dúvida, exorreica e divagante em extensa planície aluvial.

Durante este período, a sedimentação exclusivamente detritica, fluvial, avolumou-se na grande bacia, em constante subsidência; a aplanção dos relevos marginais continuou.

Este complexo marca o começo do ataque da erosão sobre os relevos quartzíticos situados a nordeste. As referidas concentrações conglomeráticas, constituindo grandes massas lenticulares, deslocaram-se no espaço e no tempo, ao sabor das vicissitudes da divagação da rede e correspondem a períodos de maior competência das águas. O trajecto que percorreram não foi, com certeza, realizado, ininterruptamente, da origem ao local onde se encontram. Antes foi feito por escalões, em que se sucederam, inúmeras vezes, fases erosivas e de deposição. O balanço final destas alternâncias foi, como se vê, positivo, atingindo a série espessura considerável.

As lenticulas argilosas, existentes ao longo do referido complexo, marcam nesses locais episódios temporários, marginais em relação aos grandes eixos de escoamento, onde a diminuição de competência das águas era propícia à sedimentação argilosa, por decantação.

O carácter consideravelmente mais grosseiro e concentrado das cascalheiras do planalto faz pensar em caudais com competência nunca igualada anteriormente.

O alargamento considerável da área de trabalho, na região oriental da bacia, e a comparação com o que se passa nas regiões da margem direita do Tejo, impõe novo arrumo das formações, relativamente ao que apresentámos em trabalhos anteriores.

Os novos pontos de vista, em comparação com os anteriores, sintetizam-se no Quadro XC.

Na realidade, o contacto por abarrancamento dos depósitos de areias com calhaus rolados sobre as formações arcólicas e argilosas, acentua a separação entre os dois respectivos complexos; embora em 1964 a tivéssemos referido, não lhe demos o devido relevo.

Por outro lado, a uniformidade de certos factores sedimentológicos, nomeadamente a composição argilosa, conduziu-nos à separação do conjunto designado por areias finas com concreções calcárias em duas unidades. A superior é afim do complexo a que pertencem as arcoses e argilas com vegetais; a inferior, identifica-se com o que designámos por complexo atapulgítico.

Os depósitos detriticos com calhaus sub-angulosos, existentes na vertente sul da colina de Galveias, merecem uma referência. Estes depósitos, que nessa altura atribuímos a derrames de material grosseiro e que supusemos pliocénicos, surgem-nos, agora, sob o ângulo diferente, após o conhecimento das restantes regiões dos bordos leste, sudeste

e sul da bacia. Estas formações grosseiras estão associadas a calcários (a S do cemitério de Galveias e do V. G. de Torre do Sepúlveda) e possuem todas as características sedimentológicas do complexo montmorilonítico. São, sem dúvida, paralelizáveis com os arenitos arcósicos e com os calcários situados sobre a vertente norte (granítica) da mesma colina. O facto de ter sido aqui o único local onde os encontramos, aquando do estudo anterior, e os derrames de materiais que o depósito aludido provoca sobre os arenitos conglomeráticos (considerados pliocénicos) levou àquela interpretação estratigráfica errónea.

QUADRO XC

Classificação apresentada em		Classificação actual
1962	1964	
Complexo gresoso-conglomerático	Areias e calhaus rolados	Complexo ilito-caulinítico
	Areias arcósicas e argilas com vegetais	Complexo montmorilonítico
Complexo margoso	Areias finas com concreções calcárias	Complexo atapulgítico
	Depósitos calcários de vertente	

No decurso da exposição feita, relativa aos terrenos da vasta região oriental da bacia do Tejo, não aludimos a termos de índole estratigráfica, preferindo antes designações de carácter litológico. É altura de procurar correlacionar, sedimentologicamente, estas formações com as da região ocidental da mesma bacia e até com as da península de Setúbal, sobre as quais possuímos elementos estratigráficos.

Não hesitamos em paralelizar o complexo atapulgítico situado na periferia oriental e meridional da bacia (os mais baixos ali conhecidos) com o Paleogénico da orla ocidental, que reúne os complexos de Benfica, de Cheganças e Abrigada, de Cabos, de Monsanto e Alcanede, etc.. Faremos a mesma correlação, como é óbvio, em relação ao Paleogénico da Arrábida. Propositadamente, substituímos a atribuição de Oligocénico, introduzida por P. CHOFFAT, pela de Paleogénico.

No que se refere ao complexo montmorilonítico, especialmente nas regiões mais ocidentais da margem esquerda da bacia, verificamos grande semelhança com as formações miocénicas da outra margem da bacia. Basta comparar o que se passa ao longo do rio, entre, por exemplo, Santarém e Vila Nova da Rainha. De ambos os lados se pode ver a mesma formação frente a frente, embora em compartimentos desnivelados tectonicamente, desnível muito mais acentuado na região de Santarém. Com efeito, para dar um exemplo, basta citar os depósitos argilosos e arcósicos do Setil, os quais surgem do outro lado do Tejo no fundo do vale da ribeira de Muge. Em ambos os casos sobrepoem-se-lhes, abarrancando-os, arenitos conglomeráticos, que na margem direita são considerados pliocénicos.

Encontram-se, assim, lado a lado, as formações miocénicas da margem direita e as do complexo montmorilonítico da margem esquerda que, além do mais, também

são sedimentologicamente equivalentes. O aludido complexo da vasta região oriental, largamente referido no capítulo próprio, parece corresponder, pelo menos a parte da série sedimentar que, na margem direita, constitui o complexo miocénico.

Embora o complexo montmorilonítico contenha episódios calcários, não se apresenta nunca com o aspecto dos calcários lacustres pontianos das regiões ocidentais. Procurámos, na devida altura, interpretar este facto.

Se os depósitos observáveis nos fundos dos vales da margem esquerda correspondem ao chamado Sarmato-pontiano, os do bordo oriental podem ser mais antigos. O Professor CARLOS TEIXEIRA admite que os vegetais de Ponte de Sor podem pertencer, mesmo, ao Oligocénico. Não temos argumentos seguros para confirmar ou infirmar esta suposição. As únicas premissas de que dispomos conjugámo-las nas conjecturas seguintes:

Se os depósitos atapulgíticos da orla ocidental e da península de Setúbal correspondem ao Oligocénico, deveríamos, de acordo com o nosso esquema, atribuir a mesma idade ao complexo atapulgítico da periferia oriental e meridional da bacia. Nestes termos, os níveis arcóicos que encerram as argilas fossilíferas de Ponte de Sor podiam representar o Miocénico inferior. Assim fizemos no estudo apresentado em 1964. Pelo contrário, se os níveis atapulgíticos, paleogénicos, correspondem ao Eocénico, a hipótese de idade oligocénica dos referidos vegetais encontra, neste segundo esquema, melhor enquadramento.

Nestas circunstâncias, o suposto Oligocénico de Ponte de Sor não possui equivalente nas regiões da margem direita, a não ser nas camadas mais elevadas do chamado «Oligocénico» da orla ocidental, onde existem níveis ricos de montmorilonite, ou nas formações pseudo-siderolíticas (complexo detrítico de Ota e Camarnal), mais modernas do que aquelas e, em parte, inferiores aos níveis com ostras de Vila Nova da Rainha (Miocénico).

Estes arenitos de fácies pseudo-siderolítica possuem características particulares que, pelas razões expostas oportunamente, não reflectem o tipo próprio de evolução morfo-climática. As razões que levaram os autores a considerá-los miocénicos são, entre outras, a convicção da idade oligocénica do complexo de Benfica e seu prolongamento para norte. Estas razões são tão hipotéticas e infundamentadas como as que, de momento, apresentamos. Por isso, os novos pontos de vista têm, pelo menos, a utilidade de acautelar os estudiosos futuros em relação às ideias tradicionais, que o tempo a pouco e pouco promove à categoria de certezas indiscutíveis.

A flora de Ponte de Sor não foi ainda estudada, a cartografia de pormenor está por fazer e os terrenos da margem direita, embora cartografados, foram interpretados, sem discussão, à luz de esquemas antigos. Nestas condições não deveremos sair do domínio das hipóteses. Os resultados conseguidos, repetimo-lo, têm o valor de um reconhecimento geral e permitem, isso sim, planear estudos futuros.

O complexo arenítico-conglomerático, ilito-caulinítico, que sucede superiormente na série é, por seu turno, semelhante aos depósitos considerados pliocénicos, na parte ocidental, como por exemplo os de Azambuja, Cartaxo, Setil, Quinta do Anjo (os quais não devem confundir-se com os de Vale de Santarém ou de Rio Maior). Não é demais recordar que a cronologia daqueles depósitos repousa apenas em critérios de posição (assentam sobre os calcários lacustres ditos pontianos) e nunca em quaisquer elementos paleontológicos.

Não vendo, todavia, qualquer razão para pôr objecções àquela cronologia, e atendendo à enorme semelhança dos respectivos sedimentos, aceitamos para o complexo ilito-caulinítico a atribuição de Pliocénico.

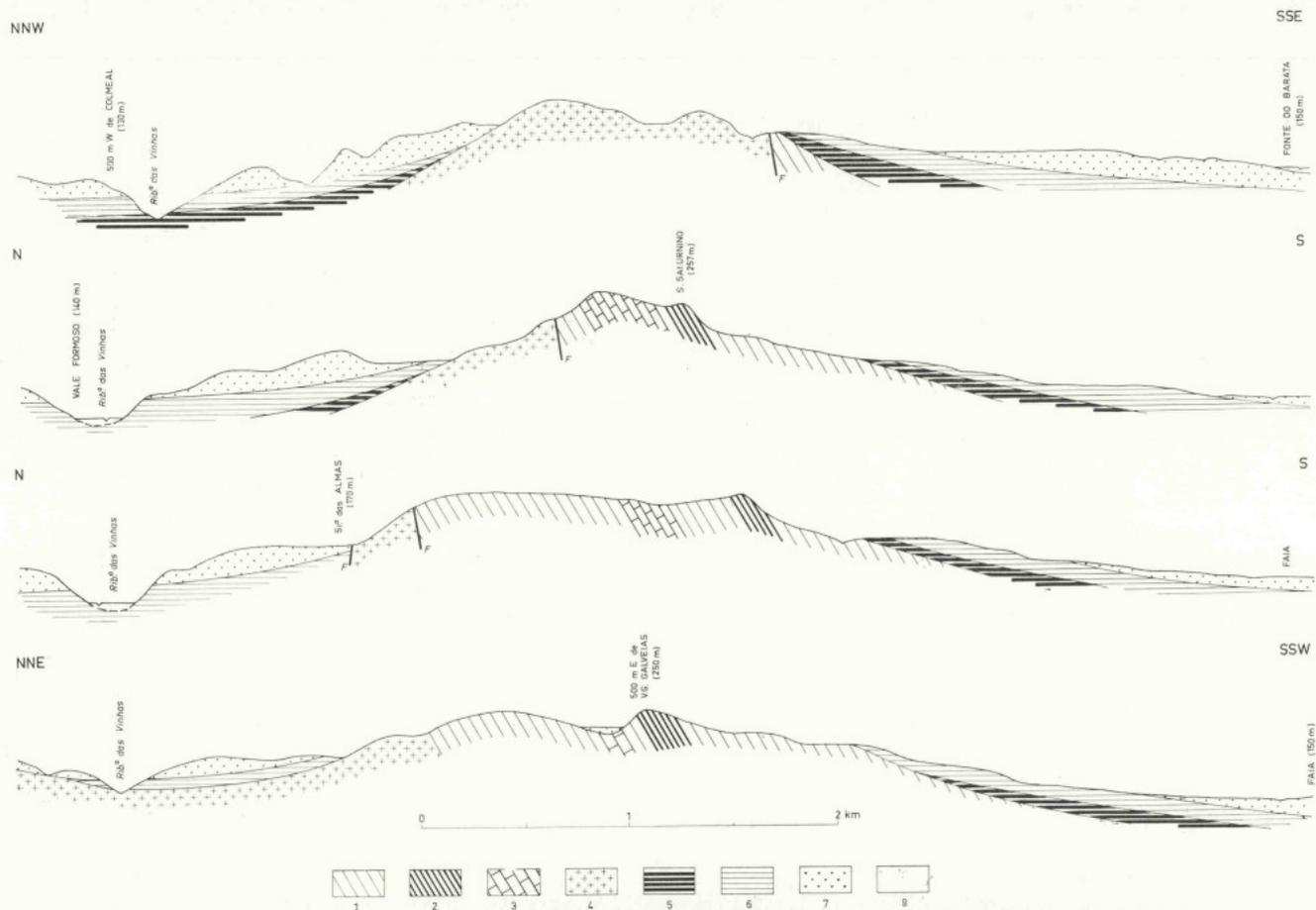


Fig. 24 — Cortes geológicos esquemáticos da região de Galveias, na parte oriental da bacia do Tejo. Altimetria sobreelevada cerca de 5 vezes. Soco antigo: 1 — xistos; 2 — metaliditos; 3 — calcários metamórficos; 4 — granitos. Depósitos terciários: 5 — complexo atapulgítico; 6 — complexo montmorilonítico (arcossos, na vertente norte, e depósitos com calhaus mal rolados, na vertente sul); 7 — complexo illito-caulinítico; 8 — aluviões modernas.

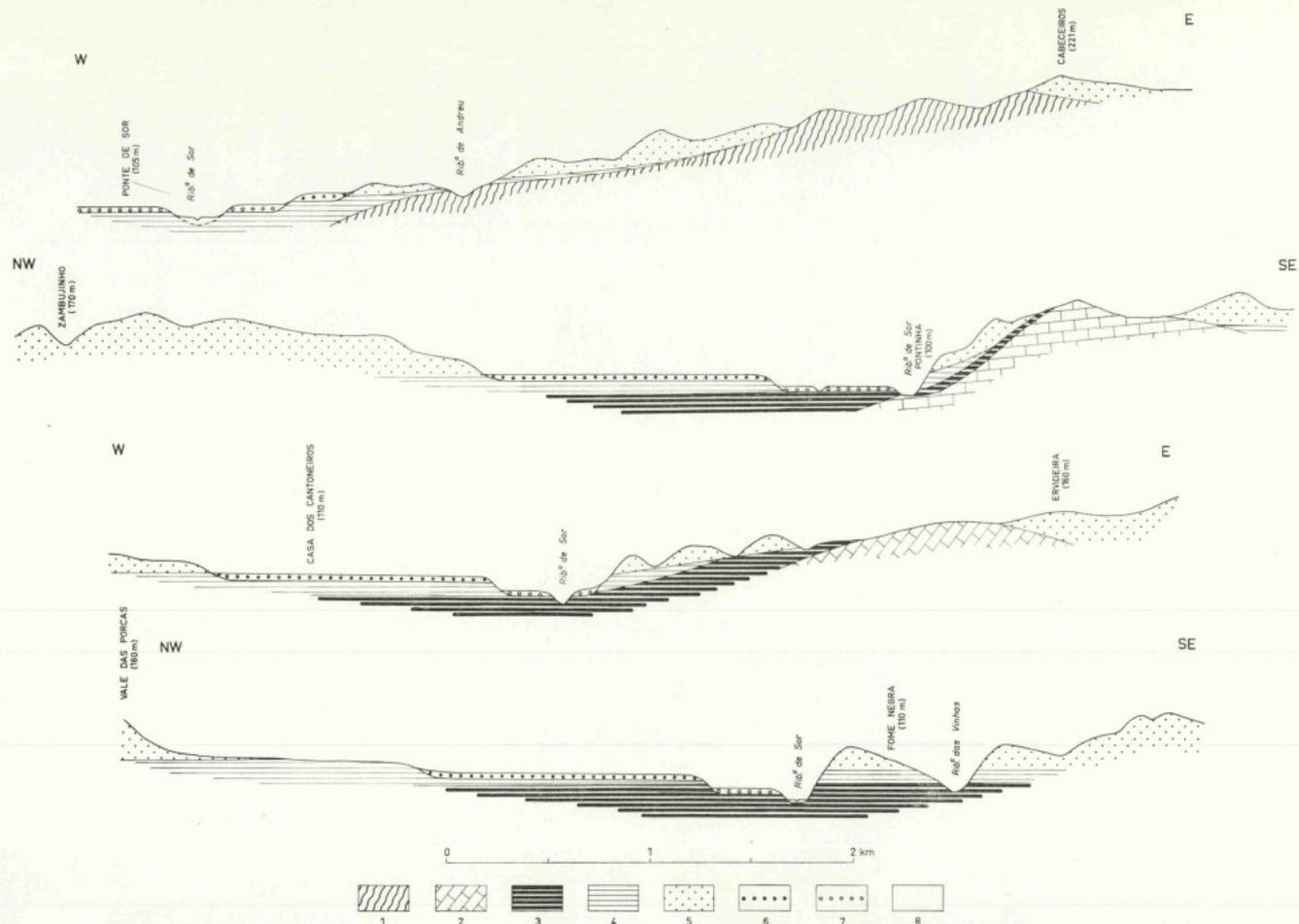


Fig. 25 — Cortes geológicos esquemáticos da região de Ponte de Sor, na parte oriental da bacia do Tejo. Altimetria sobreelevada cerca de 5 vezes. Soco antigo: 1—gnaiesses; 2—calcários metamórficos. Depósitos terciários: 3—complexo atapulítico; 4—complexo montmorilonítico; 5—complexo ilto-caulinítico. Quaternário: 6—terraço alto; 7—terraço baixo; 8—aluviões modernas.

Finalmente, resta referir os níveis muito grosseiros do topo do planalto. Estes, correlacionamo-los com os depósitos de Rio Maior, Vale de Santarém, Coima, etc. conforme tivemos oportunidade de explanar em capítulos anteriores.

## IV

### BREVE APONTAMENTO SOBRE OS CALCÁRIOS QUATERNÁRIOS DE CANO

Embora sejam poucas as linhas que lhes dedicamos, os calcários de Cano, de aspecto particular, merecem destaque.

Trata-se de extensa «laje» de calcário perfeitamente regular, constituindo a superfície planáltica (225 m) onde se situam as povoações Casa Branca e Cano. É tão perfeita a horizontalidade e o estado de conservação da superfície em causa que esta se apresenta com grandes extensões destituídas de linhas de água. São frequentes os charcos, tal é a ausência de declives favoráveis à escorrência das águas, facto que se acentua pela relativa impermeabilidade da camada calcária.

Os referidos calcários, ora compactos, ora pulverulentos, são em geral muito pouco argilosos e areníticos. Nos vários ensaios realizados, as percentagens de fracção arenítica oscilam entre 0,7 % e 6,5 %; relativamente à fracção silto-argilosa os valores exprimem-se por 3,0 % a 6,1 %. O teor de carbonato é pois bastante elevado, mesmo nos calcários de aspecto pulverulento. Nestes, é frequente individualizarem-se pequenos pisólitos limoníticos, maiores do que os que se encontram no complexo lacustre miocénico da margem direita do Tejo. Os calcários compactos, susceptíveis de serem talhados em lâmina delgada, apresentam textura microgranular calcítica, com veios de calcite secundária. O teor de carbonato de magnésio, obtido por ensaios de dolomimetria, não excede 5 %. Numa das amostras (colhida a W de Cano), mais rica de fracção detrítica, procedeu-se à análise granulométrica; os resultados obtidos são os seguintes:

$$\begin{aligned} Md\phi &= 4,0 & Md(\text{mm}) &= 0,06 \text{ mm} \\ QD\phi &= 1,0 & So &= 2,0 \\ Skq\phi &= 0,37 \end{aligned}$$

Os valores da mediana mostram o carácter particularmente fino dos detritos e os índices de calibragem e de assimetria indicam fácies de decantação. Assim, os materiais em suspensão na água, ao chegarem aos locais de estagnação, sedimentavam à medida que se processava a precipitação do calcário, ficando, deste modo, integrados no sedimento. A curva granulométrica respectiva corresponde, rigorosamente, feitas as devidas transformações, à chamada fácies hiperbólica de RIVIÈRE. A fracção detrítica é essencialmente constituída por grãos sub-angulosos de quartzo, algum feldspato e rara mica.

A composição da «fracção argilosa» apresenta, apenas, vestígios de minerais argilosos, tais como montmorilonite, illite e caulinite. A fracção fina, que designamos convencionalmente por argilosa, pouco contém, pois, daqueles filossilicatos. Constitui-a, essencialmente, poeira de outros minerais detríticos, tais como quartzo (bem visível nos difractogramas de raios X) e, certamente, substâncias amorfas, ou, quando muito, mal cristalizadas.

Além destes componentes, a referida fracção fina contém, ainda, certa percentagem de óxidos de ferro e, sobretudo, matéria orgânica de aparência betuminosa.

A herança detrítica de parte daqueles minerais argilosos deve ser originária dos calcários cristalinos da grande mancha de Estremoz. Com efeito, as argilas de descalcificação (terra rossa) desta rocha são constituídas, além dos óxidos de ferro, por

ilite, caulinite e vestígios de montmorilonite. É muito provável que algumas das argilas dos calcários sedimentares de Cano sejam também de neoformação, em particular, a montmorilonite.

Esta formação calcária encerra uma fauna límnic que mereceu a atenção de F. ROMAN <sup>(1)</sup>. Este cientista atribuiu-a ao Quaternário, provavelmente, recente, visto que todos os fósseis estão ainda representados na fauna actual da Península. Por outro lado, esta associação faunística indica, segundo o mesmo autor, clima de tendência quente e seca.

A espessura dos calcários em causa não se afigura grande (uns escassos 2 a 3 metros, ou menos). Todavia, não procedemos a observações pormenorizadas.

O depósito límnic em causa assenta sobre o complexo detrítico-calcário, montmorilonítico. A leste, o contacto faz-se sobre formações detríticas, avermelhadas, com abundantes calhaus sub-angulosos de quartzo, metalidito, xisto, etc. nas quais parece estar embutido.

A oeste e a norte os vales das ribeiras do Alcorrego e de Vale do Freixo (afluentes da ribeira de Seda) entalham profundamente a superfície planáltica de Cano. Pode, aí, observar-se o abrupto das vertentes, encimadas por cornijas ligadas à extensa camada calcária.

O estudo geológico de pormenor a realizar nesta região, trará, sem dúvida, conhecimentos que o simples reconhecimento que ali realizámos não permite atingir.

Os calcários de Cano, pela fauna que contém e pelas características sedimentológicas reveladas, devem ter-se formado em ambiente pantanoso. Assim, aquela acumulação testemunha a existência de vasta área aplanada, de difícil drenagem, inundada por delgada película de águas mais ou menos paradas, à margem de relevos essencialmente calcários.

Nestes termos, embora aceitemos, de bom grado, a idade quaternária destes sedimentos, proposta por ROMAN, não perfilhamos a opinião de que se trate de Quaternário recente.

Com base estritamente geomorfológica, preferimos correlacionar esta superfície com o vasto planalto do Ribatejo.

Por outro lado, o vigoroso encaixe de algumas ribeiras, cujos leitos, perfeitamente regularizados, em função do Sorraia e seus principais afluentes (possuidores de vários níveis de terraços) parece excluir o designativo «recente» justaposto ao termo Quaternário.

Não querendo menosprezar o valor do elemento paleontológico, cremos na evidência desta realidade morfológica. Além do mais, a fauna límnic encontrada (entre outras razões, por falta de elementos de comparação) não é incompatível com a idade de Quaternário antigo que preferimos atribuir aos calcários em causa.

---

<sup>(1)</sup> F. ROMAN — Nouvelles observations sur les faunes continentales tertiaires et quaternaires de la basse vallée du Tage. *Comunicações da Comissão do Serviço Geológico de Portugal*. Vol. XII, pp. 70-101. Lisboa, 1917.

## CAPÍTULO VI

### DEPÓSITOS TERCIÁRIOS SITUADOS A NORTE DO TEJO, ENTRE CONSTÂNCIA E VILA VELHA DE RÓDÃO

Esta região foi estudada pelo geógrafo ORLANDO RIBEIRO. A cartografia geológica tem sido realizada com a participação dos colectores dos Serviços Geológicos de Portugal, J. DE OLIVEIRA e P. CARREIRA DE DEUS, sob a orientação daquele Professor. As respectivas minutas de campo, existentes nos arquivos dos referidos Serviços, foram-nos da maior utilidade. Estes trabalhos de cartografia são a continuação para ocidente dos executados por O. RIBEIRO, relativamente aos depósitos da Beira Baixa. Os critérios utilizados são os mesmos que os largamente apresentados na vasta bibliografia alusiva aos depósitos de além-Ródão.

Não possuímos da região em causa minúcia de observações de campo e de laboratório comparável com as demais áreas estudadas. As breves considerações que adiante faremos são fruto de algumas visitas rápidas, parte delas na companhia de O. RIBEIRO e C. TEIXEIRA.

Dos ensinamentos adquiridos, do que observámos e, sobretudo, do resultado do estudo sedimentológico do material colhido, resultam algumas conclusões, que constituem um apontamento apenas para dar realce a uma convicção — o Tejo ao instalar o leito que hoje lhe conhecemos, fê-lo posteriormente à deposição de um vasto e complexo conjunto sedimentar, que forma o que vulgarmente se designa por bacia terciária deste rio. As áreas que separa, a norte e a sul ou a leste e a oeste, devem ter, como é lógico, constituições geológicas, pelo menos, equivalentes. Agrada-nos poder confirmar muitas interpretações concebidas a propósito dos depósitos da margem norte, acrescentando, evidentemente, algumas considerações de pormenor que só o laboratório pode fornecer.

Com efeito, nos mapas geológicos de O. RIBEIRO estão representados três conjuntos sedimentares distintos: as arcoses, na base, uma cobertura rica de materiais mais ou menos grosseiros, de natureza quartzítica — as «rañas» —, no topo, e uma sucessão de terraços embutidos no depósito anterior e constituídos, em grande parte, a expensas dele.

Em relação aos materiais referidos como arcoses, é possível, segundo as nossas observações, subdividi-los em dois conjuntos sedimentologicamente distintos: um inferior, atapulgítico, e outro, sobreposto ao primeiro, realmente arcósico, em que a fracção argilosa é caracterizada pela associação montmorilonite-ilite-caulinite. Na estrada que vai de Mouriscas a Mação, por Penhascoso, observa-se que aos sedimentos detríticos (mais ou menos grosseiros, bem consolidados) e, frequentemente, calcários, da base, se sucedem formações francamente arcósicas. O mesmo se pode ver nas regiões de Sardoal, Milreu, ao longo das vertentes do vale da ribeira de Codes, etc..

Finalmente, nos planaltos existem vastos mantos de cascalheiras, de elementos subrolados, quartzicos e quartzíticos, e arenitos argilosos, pouco ou nada feldspáticos. Tais sedimentos são caracterizados pela associação argilosa caulinite-ilite, com largo predomínio do primeiro destes minerais. Estes depósitos superiores estendem-se por toda a região e às vezes assentam directamente sobre o soco. Frequentemente, coroam os cimões de relevos residuais, testemunhos de vasta superfície aplanada que se degrada um pouco abaixo desses relevos. A altitude a que se encontram aumenta à medida que ficam mais afastados do Tejo, quando se caminha para norte.

Nem toda a espessura (às vezes, considerável) do depósito deve ser interpretada da mesma maneira que a película superficial, em regra rica de detritos muito grosseiros. A parte inferior, geralmente a mais espessa, é idêntica ao que, na região central e oriental da bacia, se designa por complexo ilito-caulinítico. A referida película superficial, representada por afloramentos menores e mais espaçados que, nalguns casos, admitimos terem a configuração de «rañas», tem sido assimilada à restante parte do complexo. Aquela formação superficial, grosseira, paralelizamo-la com os depósitos grosseiros do planalto de Gavião, Vale de Água, S. Facundo, Ponte de Sor, Figueiras (Chamusca), Almeirim, etc..

Com efeito, na grande mancha do Sardeal, sobranceiramente ao Tejo, os níveis mais altos dos referidos depósitos encontram-se a 180-200 m de altitude ao passo que a norte, perto de Vale de Açor, atingem 300 m. A mesma altitude encontram-se em Milreu mas, aí, sobem por um degrau brusco, a 400 m, cerca de 4 quilómetros a NE. Passa-se o mesmo na mancha de Casal Novo, a NW de Chão de Codes.

Na área de Mação verifica-se a mesma variação de altitude da superfície dos depósitos: 250 m no V. G. de Vale de Zebro, 290 m no V. G. do Telégrafo e 312 m em Mação. Depósitos muito mais afastados, como os de Chão do Rei (Carvoeiro), encontram-se a 350 m. A estreita faixa de depósitos que vai de Torre Cimeira a Furtado, também na área de Mação, sobreposta em toda a sua extensão a arcoses, varia, de sul para norte, de cerca de 200 a 300 metros de altitude. Finalmente, apenas para referir mais alguns exemplos, citam-se os pequenos retalhos de Cabeço da Velha, Fratel e Vale de Boi, respectivamente a 300, 320 e 360 m.

Debaixo do nosso ponto de vista — o sedimentológico — nem todos estes depósitos podem ser considerados como «rañas». À semelhança do que se passa a sul do Tejo, na área do presente trabalho, onde não nos referimos à existência de tais depósitos, também, aqui, muitos deles se nos afiguram ser tipicamente fluviais. Exceptuam-se, por exemplo, os depósitos de Mação, um dos que visitámos e estudámos sedimentologicamente. As enormes dimensões dos blocos de quartzito parecem, de facto, indicar o tipo de derrames que a designação de «raña» pressupõe. Todavia, a matriz arenítica associada aos materiais grosseiros é demasiadamente bem calibrada para um depósito daquele tipo.

Nos Quadros XCI, XCII e XCIII indicam-se, conjuntamente, os materiais estudados e os resultados das várias análises levadas a efeito. Desperta a atenção a equivalência que existe entre os três tipos de depósitos referidos a norte do Tejo e os correspondentes das regiões ocidental e oriental da bacia.

III — Conglomerados, arenitos e argilas — Complexo ilito-caulinítico — Plio-pleistocénico.

II — Arcoses — Complexo montmorilonítico — Oligocénico (?) e Miocénico.

I — Formações detrítico-calcárias — Complexo atapulgítico — Paleogénico (Eocénico?).

QUADRO XCI

Complexo	Amostra n.º	Localização	Classificação de campo	Fracção		
				arenosa	silico-argilosa	carbonatada
III	313-1	Cabeço da Velha	arenito de grão médio, argiloso, avermelhado	69,0	31,0	
	314-2	Fratel	arenito de grão médio, argiloso, castanho-amarelado	59,5	40,5	
	321-4	V. G. de Alegrete (Sardoal)	argila vermelha	15,0	85,0	
	321-5	V. G. de Alegrete (Sardoal)	arenito de grão grosseiro, argiloso, castanho-avermelhado	63,1	36,9	
	322-2	Mação	arenito de grão médio a grosseiro (matriz da raña), rosado	72,6	27,4	
	331-1	Abrantes	arenito de grão médio, argiloso, acastanhado	68,1	31,9	
II	311-1	Salgueiro (Santiago de Montalegre, Tomar)	arenito de grão médio a grosseiro, arcóscico, argiloso, esverdeado	88,0	12,0	
	314-1	Ródão (estação dos caminhos de ferro)	arenito de grão médio a grosseiro, arcóscico, argiloso, esverdeado	79,4	20,6	
	321-2	Estrada Abrantes-Sardoal ao km 396,6	arenito de grão fino, margoso	55,4	30,7	13,9
	321-3	Estrada Abrantes-Sardoal ao km 398	calcário arenítico, branco	21,7	11,0	67,3
I	321-6	Estrada Abrantes-Sardoal ao km 397,2	calcário arenítico, branco	9,3	10,4	80,3
	322-1	Penhascoso (Mação)	arenito de grão médio, argilo-margoso, branco	não desagregou		

QUADRO XCII

Complexo	Amostra n.º	Quartzo	Feldspato	Forma e estado da superfície dos grãos de quartzo			Moscovite	Biotite	Grãos líticos	Composição argilosa			
				> 1 mm	1-0,5 mm	< 0,5 mm				Caolinite	Ilite	Montmorilonite	Atapul-gite
III	313-1	85	15	SR-PB	SA	A	rara		85	15			
	314-2	100	vest.	SR-PB	SA	A	alg.		95	5			
	321-4	97	3		SR-PB e RM	SA e A	rara		70	30			
	321-5	80	20	SR-PB e RM	SR-PB e RM	SA e A	rara	rara	75	25			
	322-2	98	2	SA	SA	A	alg.		85	15			
	331-1	90	10	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.		60	40			
II	311-1	65	35	SR-PB	SR-PB	SA e A	ab. alg.	xisto	5	20	75		
	314-1	65	35	SR-PB	SR-PB	SA e A	alg.	alg.	30	30	40		
	321-2	70	30	SA	SA	A	alg.	alg.			100		
	321-3	75	25	SR-PB	SR-B	SA e A	rara		50	15	35		
I	321-6	100	vest.		SA	SA e A	rara				70	30	
	322-1	95	5	SR-PB	SR-PB	SA e A					20	80	

Embora saindo fora da área que, de momento, nos propusemos estudar, diremos, a título de comparação, que na Beira Baixa se encontram precisamente as mesmas unidades sedimentológicas, representantes de outras tantas unidades estratigráficas.

Nesta região, os depósitos mais baixos constituem um complexo detrítico e calcário, atapulgítico. Sobre ele, abarrancando-o, existem arcoses. Em Sarzedas, estas arcoses suportam uma camada espessa de argilas vermelhas, montmoriloníticas, que pode representar um episódio mais ou menos localizado, propício a sedimentação fina (<sup>1</sup>).

Finalmente, os depósitos de «raña» de Magarefa, Sarzedas e Cantareira, ou as cascalheiras de Malpica (de aspecto fluvial), integram-se no conjunto que designámos por complexo ilito-caulinítico (<sup>2</sup>).

QUADRO XCIII

Complexo	Amostra n.º	Mediana		QD $\phi$	So	Sk <sub>q</sub> $\phi$
		$\phi$	mm			
III	313-1	2,0	0,25	0,55	1,45	0,0
	314-2	1,4	0,37	0,8	1,75	0,05
	321-5	— 0,4	1,3	0,85	1,8	— 0,05
	322-2	1,8	0,29	0,7	1,6	0,05
II	311-1	0,3	0,8	0,9	1,85	0,0
	314-1	1,3	0,4	1,25	2,3	0,05
	321-2	2,8	0,14	0,95	1,95	0,0
	321-3	0,2	0,9	1,2	2,3	0,0

Os depósitos de tipo «raña» parecem mais recentes (Quaternário antigo) e foram eles talvez, que forneceram o material grosseiro dos depósitos do planalto do Ribatejo, de carácter fluvial. Por outras palavras, formaram um escalão intermediário entre os relevos quartzíticos do maciço antigo e a vasta planície aluvial de então, situada mais a sul.

A presença de grãos de quartzo e de feldspato, embora muito raro, evidencia a comparticipação dos granitos sobre que assenta a mancha de Mação; o fraquíssimo rolamento destes grãos testemunha o pouco transporte que sofreram. Os blocos e calhaus

(<sup>1</sup>) As argilas de Sarzedas, intercaladas entre as arcoses e os depósitos grosseiros do topo são essencialmente constituídas por montmorilonite. Os elementos detríticos são raros e de dimensões mínimas (inferiores a 0,125 mm). Este depósito deve ser considerado, na generalidade, como uma acumulação de materiais finos, essencialmente argilosos, transportados e depositados como tal, em ambiente calmo favorável à decantação daqueles materiais. Se as argilas de Sarzedas correspondessem à alteração, in loco, de materiais grosseiros, xistentos, não seriam raros os resíduos quartzosos e silicificados, tão abundantes no xisto. Por outro lado a predominância de montmorilonite sugere um ambiente mais ou menos fechado, propício à retenção de certos cátions como Ca e Mg, constituintes característicos deste tipo de argilas.

(<sup>2</sup>) A matriz que envolve as cascalheiras de Malpica (que às vezes assentam sobre argilas que fazem lembrar as da sucessão de Sarzedas) é constituída por areia grosseira, essencialmente quartzosa, onde o feldspato é elemento raríssimo. Os grãos de quartzo apresentam-se sempre boleados, sendo, como é natural, o melhor rolamento característico dos grãos mais grosseiros, valor que diminui progressivamente nas fracções mais finas. A partir de 0,250 mm de diâmetro, os grãos são praticamente angulosos. A moscovite está presente, embora em percentagem muito pequena. A fracção argilosa é constituída, essencialmente, por caulinite. A matriz do depósito grosseiro que coroa o relevo aplanado de Sarzedas, e que assenta sobre as argilas é uma areia grosseira, em tudo semelhante à de Malpica, em que a fracção argilosa, além de caulinite predominante, contém ilite. Esta deve-se à maior importância da contribuição proveniente dos xistos do complexo xisto-grauváquico, ricos deste tipo de argila.

de quartzito tiveram também origem próxima, certamente nas cristas situadas a norte. A presença de caulinite nesta «raña», bem como noutras (Sarzedas, Folques, Coja) levanta problemas em relação ao clima correlativo. Por outro lado, a pobreza de minerais pesados, apenas representados por espécies de grande resistência, como turmalina, zircão e andalusite, conduz à mesma dúvida.

Se se quiser ver no carácter esasmódico e torrencial destas «rañas» o testemunho de um episódio árido, há que colocá-lo imediatamente a seguir a um período de intensa actividade de alteração, de tipo quente e húmido. Caso contrário, estes depósitos representarão apenas acumulações torrenciais à margem de relevos vigorosos e instáveis, sem que seja necessário admitir os tipos de derrames comuns em zonas sub-áridas.

Na primeira fase formar-se-iam depósitos de vertente, grosseiros e volumosos, condizentes com a importância dos relevos, sem dúvida mais vigorosos do que o que deles resta. Destas acumulações detríticas pode ter-se imagem reduzida observando os mantos de calhaus, escorregados ao longo e no sopé de muitas das actuais serras quartzíticas. Um exemplo dessas formações que, pelo aspecto de consolidação, se afigura antiga é o referido perto de Ródão <sup>(1)</sup>.

Estudámos uma amostra deste depósito, colhida próximo de Taberna Seca; caracteriza-se pela angulosidade dos detritos menores, pelo sub-boleamento dos maiores e por conter fracção argilosa, essencialmente caulínica, à semelhança das chamadas «rañas». A matriz arenosa, mal calibrada, é constituída por areias quártzicas e quartzíticas, cujos grãos se apresentam angulosos. Estes elementos parecem confirmar a opinião de O. RIBEIRO ao considerá-los mais antigos do que o que se pode ler no mapa. A expressão de «embrião de raña» com que o designa, encerra o papel que lhes atribuí na formação dos referidos mantos torrenciais.

Em segunda fase, talvez em relação com episódios de tendência árida, estes materiais, em equilíbrio instável, puderam alimentar extensos mantos de inundações, de que alguns dos retalhos aludidos são testemunho.

A existência destes mantos torrenciais parece incontrovertida, próximo dos relevos que os originaram. Todavia, à medida que nos afastamos deles, o calibre dos materiais diminui progressivamente e cada vez mais se tornam evidentes as características fluviais.

Assim, em terceira fase, estas «rañas» alimentaram novos depósitos, em regime fluvial.

Esta sequência de processos deve ter-se repetido várias vezes, ao longo dos últimos tempos do Terciário. Assim parecem indicá-lo os vários níveis conglomeráticos existentes na espessura do complexo ilito-caulínico.

Não é de excluir, como se disse, a hipótese de acções tectónicas capazes de soerguer os relevos da periferia da bacia, desencadeando fases erosivas mais vigorosas.

Os depósitos do planalto do Ribatejo e do Alto Alentejo, embutidos no referido complexo, representam a fase fluvial de uma das últimas destas sequências de processos. Dizemos uma das últimas porque não queremos esquecer que os níveis ditos de terraços quaternários simbolizam a continuação do ritmo enunciado.

Voltando ao planalto acima mencionado, não é difícil de paralelizar os depósitos do planalto de Ponte de Sor com os de Gavião e, passando à margem norte do Tejo, com os de V. G. de Telégrafo e de Mação ou com os de Torre Cimeira a Furtado, também na região de Mação.

Noutra região, o mesmo paralelismo pode ser estabelecido entre os depósitos de Monte Claro e Cunheira (região de Nisa) com os de Malpica, Cantareira, Sarzedas e Magarefa, estes quatro últimos na Beira Baixa.

<sup>(1)</sup> O. RIBEIRO, C. TEIXEIRA *et alia* — Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da folha 28-B — Nisa. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa, 1965.

Se os depósitos de Magarefa e Sarzedas se podem considerar «rañas», o de Cantareira torna-se duvidoso e o de Malpica, bem como os outros dois referidos na área de Nisa, são incontestavelmente fluviais. Também aqui se assiste à diminuição progressiva das dimensões dos elementos detriticos e ao aumento do grau de desgaste dos mesmos, de norte para sul.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Não vamos discutir novamente o problema do chamado «Oligocénico», idade classicamente atribuída às formações de Benfica e seu prolongamento para norte, às similares da serra da Arrábida, etc.. Já o fizemos, deixando frisado que preferimos o uso do termo Paleogénico, em virtude da falta de elementos paleontológicos seguros. Se é certo que simplificamos a nossa atitude ao escolher designação mais lata, não é menos certo que optamos por uma classificação coerente com as limitações dos conhecimentos.

Paralelizámos entre si, atribuindo-os ao Paleogénico, os depósitos essencialmente atapulgíticos (em associação ou não com montmorilonite) da bacia do Tejo <sup>(1)</sup>, situados em regra, na periferia da mesma, constituindo as mais antigas formações terciárias. Nestas, há outros elementos, além da argila alumino-magnésiana citada, que testemunham a existência de sedimentação química básica. Tais são, por exemplo, a existência de fenómenos de dolomitização e de silicificação. Verificámos, por outro lado, haver independência entre a argila característica dos depósitos paleogénicos e a natureza petrográfica das rochas que contribuíram para a sua formação. Com efeito, a atapulgite é o mineral argiloso constante destes sedimentos, tenham eles sido formados a expensas quer dos calcários ou dos arenitos caulíníticos mesozóicos, quer dos basaltos, quer ainda dos mais diversos tipos de rochas do soco, como granitos, dioritos, gabros, xistos, grauvaques, quartzitos, micaxistos, gnaisses, anfíbolitos, peridotitos, calcários metamórficos, etc.. Pensámos que tão acentuada convergência de resultados devia ser interpretada como consequência de certo condicionalismo morfoclimático. Considerámos, assim, estas formações correlativas de clima de intensa acção hidrolizante sobre os silicatos das rochas, isto é, de características quentes e húmidas.

No conjunto, a área a que corresponde a bacia do Tejo figura no início dos tempos terciários, como vasta depressão tectónica, limitada por compartimentos soerguidos, constituindo relevos de maior ou menor importância. Esta depressão, de difícil comunicação com o mar ou mesmo fechada, foi sede de convergência da drenagem das regiões periféricas. Os materiais carregados por esta drenagem acumularam-se com os produtos resultantes da alteração e erosão de alguns relevos disseminados no interior da mesma depressão.

---

(<sup>1</sup>) Já o fizéramos — generalizando o nosso ponto de vista a outras regiões do país — in «Atapulgite em alguns depósitos sedimentares portugueses». *Finisterra. Revista Portuguesa de Geografia*. Vol. II, pp. 174-200. Lisboa, 1967.

A composição química da atapulgite leva a admitir que, pelo menos na vizinhança da orla mesozóica, haveria contaminação de produtos químicos em solução, originários do substrato antigo. De facto, a pobreza das rochas da orla em causa, no que respeita às bases necessárias àquela neoformação argilosa, induz a essa suposição. Também os níveis areníticos feldspáticos ou arcóicos intercalados no «Complexo de Benfica», ou os que constituem os chamados «grés de Monsanto», testemunham a intervenção directa e próxima de tais relevos do soco, existentes no interior da bacia e, hoje, evidentemente ocultos sob a cobertura terciária. De resto, são vários os afloramentos graníticos, emergentes da cobertura terciária da bacia, que testemunham a existência destas rochas no substrato, como os de Chamusca, Vale de Água, Galveias, etc.. Não é, pois, necessário recorrer a fontes de material granítico demasiado longínquas (200 km, segundo TELLES ANTUNES) para explicar a origem das arcoses da região vestibular da bacia. Além do mais, é difícil conceber que o feldspato, assaz frágil, pudesse suportar incólume tão longo trajecto.

Os níveis calcários de aspecto lacustre parecem corresponder a períodos de acalmia tectónica, em oposição aos frequentes mantos detríticos, às vezes bastante grosseiros, provavelmente relacionados com certa instabilidade tectónica dos desníveis marginais da mesma bacia. Nos «grés de Monsanto» encontra-se o primeiro testemunho destes períodos de instabilidade, contemporâneos do começo da deformação que veio a originar a bacia terciária do Tejo <sup>(1)</sup>, e de mais impulsos na elevação dos relevos da orla mesozóica. Os calcários que sucedem à série detrítica, como, por exemplo, os de Alfornelos, Alenquer, Alcanede, etc., marcam o período de acalmia referido, após o qual se repetem condições propícias à sedimentação detrítica anunciando o recomeço de novas deformações. Estas, quer tenham soerguido as orlas ou acentuado a subsidência da depressão, reactivaram os processos de erosão mecânica <sup>(2)</sup>.

O Paleogénico da Arrábida, também constituído por uma série detrítica inferior, a que se sucedem calcários lacustres, não possui a série detrítica superior, equivalente à referida na orla ocidental. Ali, o Burdigaliano assenta em discordância sobre os calcários paleogénicos ou sobre a série detrítica inferior. Nesta discordância, ou melhor no período que ela encerra como lacuna, pode ter persistido o regime lacustre, até que modificações do relevo, anteriores ao Burdigaliano, originassem enrugamentos desencadeando a erosão e, conseqüentemente, a discordância angular. A amplitude da lacuna que pode ser só de erosão ou simultaneamente de sedimentação e erosão, não se pode avaliar. Não se sabe se a presumível série detrítica superior se depositou, sendo depois erodida, ou se não chegou sequer a existir. É possível que exista, sim, sob a espessa cobertura de sedimentos mio-pliocénicos da península de Setúbal, a norte da Arrábida.

Nas restantes orlas, o complexo considerado paleogénico não atinge nunca as espessuras, às vezes consideráveis, verificadas nos seus equivalentes das regiões aludidas atrás. Resumem-se a afloramentos isolados e dispersos, correspondentes a delgadas películas de sedimentos diversos (calcários, argilitos, arenitos, conglomerados, etc.) sem que seja possível definir a seriação equivalente à que existe no bordo oeste da bacia.

Não cremos que toda esta vasta área tenha constituído um único grande lago. Afigura-se-nos que haveria zonas lacustres e pantanosas disseminadas no interior da extensa depressão, da qual também faziam parte as regiões hoje ocupadas pela bacia do Sado e península de Setúbal. Do fundo desta, relativamente plano, sobressaíam relevos como os de Galveias e Montargil, ou os que se adivinham em Chamusca, Vale de Água,

<sup>(1)</sup> Pelas razões que expusemos não nos ocupamos da bacia do Sado.

<sup>(2)</sup> É provável que pequenas modificações climáticas tenham, também, contribuído para as variações dos tipos de depósito referidos. Porém não as podemos apontar com segurança, em virtude das limitações próprias da via de investigação utilizada.

etc. Estes correspondiam a relevos residuais em relação com a superfície anterior ao abatimento da região.

Outras depressões, provavelmente contemporâneas desta, encontram-se dispersas pelo país e encerram também formações sedimentares atapulgíticas. Tais são as da bacia do Sado (prolongamento da do Tejo), de Almargem do Bispo, do Alentejo oriental, das Beiras, de Trás-os-Montes, etc. Em igualdade de condições, conhecem-se em território espanhol as bacias de Oviedo, de Salamanca, do alto Tejo, do Ebro, etc. O mesmo tipo de sedimentação química básica caracteriza os baixos níveis destas bacias, geralmente considerados paleogénicos. Nalguns casos, em que se dispõe de elementos paleontológicos mais significativos, pode mesmo atribuir-se-lhes idade mais precisa — Eocénico —, como é, por exemplo, o caso dos depósitos atapulgíticos de Coja, subjacentes a arcoses consideradas ludianas <sup>(1, 2)</sup>. Outros pequenos alvéolos, como os da Galiza, encerram sedimentos do mesmo tipo. A idade miocénica que lhes é atribuída assenta em elementos paleontológicos de significado muito precário <sup>(3)</sup>.

Se as arcoses de Coja, em cuja base apareceram vertebrados fósseis, consideradas do Ludiano, se podem comparar com as que nas regiões de Mação, Castelo Branco, Ponte de Sor ou Galveias se sobrepõem à série atapulgítica, esta última poderia ser considerada eocénica, bem como o complexo de Benfica e as demais formações paralelizadas com ele.

As arcoses de Ponte de Sor encerram lenticulas argilosas com vegetais fósseis que CARLOS TEIXEIRA supõe poder atribuir ao Oligocénico. A mesma idade poderia admitir-se para, pelo menos, parte das arcoses da Beira Baixa e de Coja, entre outras. Esta atribuição estratigráfica não colide com o esquema sugerido. Também se lhe não podem opôr os argumentos paleontológicos encontrados na última daquelas localidades, os quais não devem ser considerados incontroversos dado o reduzido número e o mau estado dos fósseis descritos. De resto, que significado deverá ter, para nós, o termo Ludiano, a tão grande distância do local onde foi definido e com tão reduzida e precária representação faunística? Toda a prudência é pouca no estabelecimento de correlações estratigráficas, nomeadamente no que se refere a faunas continentais. A sobrevivência de certas espécies, bem como as migrações que efectuaram, são factores que é indispensável ter em conta. Assim, nada obsta a que possamos considerar as arcoses de Coja mais modernas, ainda que dentro do Paleogénico, designação que se afigura mais coerente com as limitações dos elementos de que se dispõe. Por outro lado, a posição do Ludiano não é incontestada, havendo autores que o consideram como andar do Oligocénico.

A modificação radical do ambiente morfoclimático é testemunhada pelas diferenças das características sedimentológicas verificadas entre a série inferior, atapulgítica, e a seguinte, essencialmente montmorilonítica (arcósica na vizinhança de maciços <sup>(4)</sup>)

<sup>(1)</sup> M. T. ANTUNES — Présence du genre *Paleotherium* Cuv. (Equoidea, Mammalia) dans les argiles de Coja (Arganil). *Rev. Fac. Ciências de Lisboa*. 2.ª Série-C. Vol. 12, fasc. 1. Lisboa, 1964.

<sup>(2)</sup> M. T. ANTUNES — Dépôts paleogènes de Coja: nouvelles données sur la paléontologie et la stratigraphie. Comparaison avec d'autres formations paleogènes. *Rev. Fac. Ciências de Lisboa*. 2.ª Série-C. Vol. 15, fasc. 1. Lisboa, 1967.

<sup>(3)</sup> H. NONN — Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique. *Publications de la Faculté de Lettres de l'Université de Strasbourg*. Vol. III. 1966.

<sup>(4)</sup> Estes maciços graníticos podem estar ocultos sob coberturas detriticas posteriores (é o que acontece na bacia do Tejo, por exemplo). Sempre que as fontes de alimentação do material detritico são outras que não granitos, não há, evidentemente, arcoses. Os depósitos terão outra constituição detritica. Todavia, um factor parece ser constante nesta unidade que inclui as arcoses e seus equivalentes laterais — a composição essencialmente montmorilonítica da fracção argilosa. Assim, contrariamente ao critério proposto por TELLES ANTUNES, é preferível utilizar a composição argilosa como característica desta série (essencialmente montmorilonítica), pois que ela é independente da natureza das rochas do substrato de que resulta, em substituição da composição detritica, a qual varia forçosamente, de

graníticos). Esta última pressupõe muito menor intensidade dos agentes de meteorização, em contraste com o ambiente propício à erosão e sedimentação, essencialmente químicas, da série inferior.

Do ponto de vista sedimentológico, estas formações montmoriloníticas não diferem substancialmente de outras de idade mais recente, como é o caso dos depósitos detritivos de carácter arcóscico, de idade miocénica, definidos na metade ocidental da bacia. Neste ponto torna-se indispensável o recurso a elementos paleontológicos mais seguros do que os que existem, para melhor esclarecimento do problema.

O achado de *Hispanotherium matritensis* PRADO, citado por F. HERNÁNDEZ-PACHECO e M. CRUSAFONT PAIRÓ <sup>(1)</sup> em Plasência (Cáceres), levanta outro problema que não pode deixar de interessar-nos. A formação fossilífera consta de níveis argilosos assentes sobre o soco antigo, à altitude de 340 m. Este achado paleontológico permitiu aos autores atribuir aos depósitos de Plasência idade vindoboniana inferior, e a F. H. PACHECO <sup>(2)</sup> incluir todos os retalhos terciários da Estremadura espanhola no mesmo conjunto miocénico. Assim, segundo F. H. PACHECO, os depósitos argilosos e arcóscicos, até há pouco atribuídos ao Oligocénico, são do Vindoboniano inferior; as séries mais altas são do Vindoboniano superior, com passagem ao Pontiano, mal caracterizado na Estremadura espanhola. As zonas ainda mais altas são do Vilafranquiano e correspondem aos depósitos de «raña». Não pomos em dúvida a idade vindoboniana das argilas de Plasência, que poderiam corresponder aos níveis superiores da Beira Baixa, talvez mesmo às argilas de Sarzedas. Porém, não é lícito generalizar esta cronologia a todos os depósitos da Estremadura espanhola.

Voltando à bacia do Tejo, recordemos algumas considerações acerca do que designámos por complexo montmorilonítico do bordo oriental da bacia. Dele fazem parte, além de arcoses, outro conjunto de formações, caracterizadas pela abundância de detritos grosseiros, mal rolados, de aspecto torrencial <sup>(3)</sup>, e pela presença de episódios calcários que nunca assumem o aspecto dos calcários lacustres das zonas ocidentais.

Todos os elementos fornecidos pela sedimentologia se conjugam no sentido de sugerir certa tendência árida do ambiente, propícia àqueles tipos de derrames e de concrecionamentos calcários. As diferentes fácies do complexo montmorilonítico resultam, como explicámos, da diversidade das rochas do soco com que se relacionam. Este poderia representar o Oligocénico, pelo menos nas zonas periféricas da margem esquerda da

---

acordo com a litologia das zonas de alimentação. A semelhança da série inferior, atapulgítica, parece confirmar-se o maior significado da composição argilosa no estabelecimento de correlações estratigráficas, relativamente ao da composição detritiva. É certo que se não pode provar incontrovertidamente a equivalência estratigráfica da série atapulgítica, ou da série montmorilonítica que se lhe sobrepõe. Porém, não há argumentos válidos que a neguem. O mesmo se não pode afirmar relativamente às arcoses. Com efeito, estas formações, ao contrário do que afirma o mesmo autor, são frequentes em terrenos das mais variadas idades, como Reclano, Jurássico, Cretácico, Paleogénico, Neogénico, etc., para não falar noutros tantos exemplos relativos a terrenos muito mais antigos. Outra prova do maior significado da composição argilosa reside no facto de poder reflectir as condições morfológicas do ambiente (o que pode ser interpretado estratigráficamente). Por exemplo, os mesmos xistos que forneceram as argilas montmoriloníticas intercaladas nas arcoses de Coja, contribuíram com caulinite para os depósitos grosseiros, muito mais modernos, que as abarrancam.

<sup>(1)</sup> F. HERNÁNDEZ-PACHECO, M. CRUSAFONT PAIRÓ — Primeira caracterización paleontológica del Terciario de Extremadura. *Bol. Real Soc. Españ. Hist. Nat.*, LVIII, p. 275, 1960.

<sup>(2)</sup> F. HERNÁNDEZ-PACHECO — El Terciario continental de Extremadura. *Bol. Real Soc. Españ. Hist. Nat.*, LVIII, p. 241, 1960.

<sup>(3)</sup> Em alguns locais estes mantos de detritos foram, sem dúvida, remexidos. Há redeposições que se nos afiguram muito recentes: As vezes, sempre que não se dispõe de enquadramento estratigráfico visível, torna-se difícil definir a idade destes mantos detritivos. Porém, noutros locais, a sua posição entre os complexos atapulgítico e ilito-caulinítico é evidente.

bacia. Não excluímos a possibilidade de considerar mais modernas (talvez miocénicas) outras formações montmoriloníticas, em especial, as situadas mais para o interior. Como tivemos oportunidade de dizer atrás, não dispomos de formações seguramente datadas de Oligocénico para com elas estabelecer correlações sedimentológicas. Desta idade poderiam ser os níveis mais altos do complexo paleogénico da orla ocidental, onde a atapulgite cede o lugar à montmorilonite.

No que se refere à evolução tectónica da região durante o Paleogénico, há que acrescentar algumas considerações.

O começo da deformação da bacia, de que serão correlativos os mais baixos depósitos detríticos do complexo atapulgítico (por exemplo os «grés de Monsanto»), é

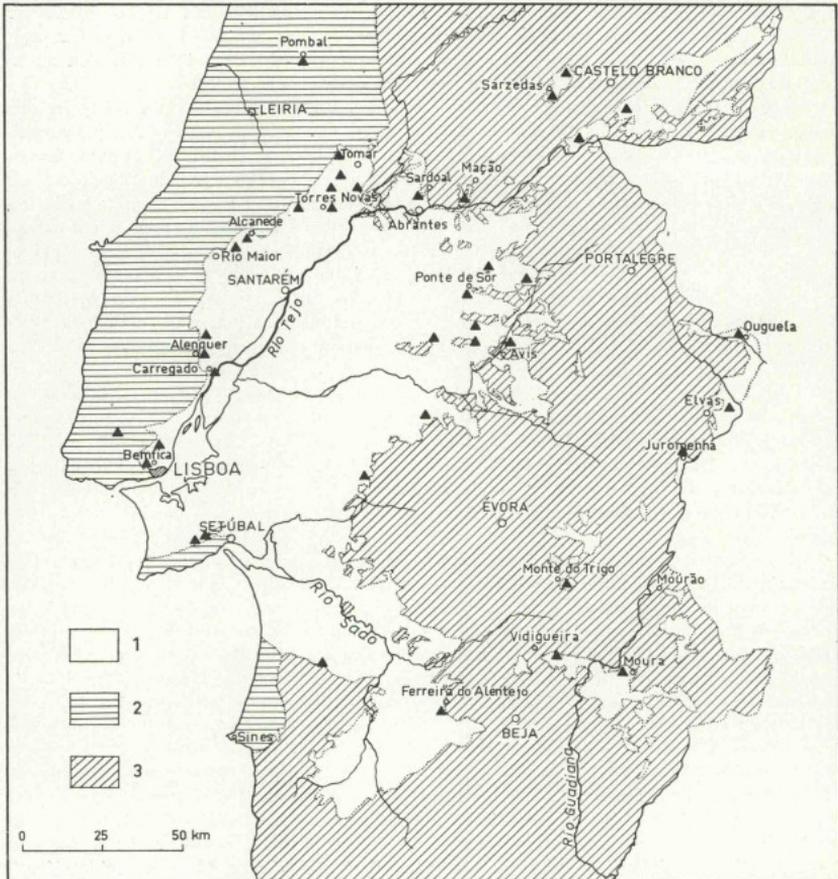


Fig. 26 — Localização das principais jazidas de formações atapulgíticas (▲) dentro e fora da bacia do Tejo. 1 — Depósitos cenozoicos das bacias do Tejo, do Sado e do Guadiana; 2 — Orla mesozoica; 3 — Maciço antigo.

certamente anterior à fase pirenaica da orogenia Alpina <sup>(1)</sup>. Por outro lado, deve ser posterior, pelo menos, ao Turoniano, como se deduz da discordância observada em Serra de Baixo (Tomar), entre o Turoniano e as camadas do complexo atapulgítico. Na região de Rio Maior, a norte da falha de Cidral, entre este Complexo e o Turoniano existe uma formação detrítica — os «grés vermelhos de Carvalhais» — não se notando entre elas indícios seguros da discordância referida antes. Idêntica formação detrítica vermelha existe na região de Cheganças (Alenquer), intercalada entre o Jurássico superior e o mesmo complexo atapulgítico, com lacuna evidente de todo o Cretácico até ao Turoniano. Recorde-se que na região de Lisboa, entre o Turoniano e o Paleogénico, situa-se o complexo vulcânico, o qual é abarrancado pelas formações de Benfica. Admite-se que as formações detríticas vermelhas de Carvalhais e de Cheganças representam o Cretácico superior ou o início do Eocénico. A ausência delas na região de Tomar, nomeadamente na discordância de Serra de Baixo, inclina-nos a situar a deformação aludida entre o final do Cretácico e o início dos tempos eocénicos, isto é, mais ou menos contemporânea do complexo vulcânico de Lisboa.

A desigualdade de comportamento do contacto dos depósitos terciários com a orla mesozóica mostra que o levantamento desta se não deu uniforme e sincronicamente em toda a extensão. Outro tanto se dirá das fases de abatimento da grande depressão. Após o período de acalmia tectónica, referido atrás (posto em evidência pelo extenso nível de calcários lacustres, à margem do maciço mesozóico) segue-se nova fase de instabilidade. Das novas condições resultam mantos detríticos acumulados nas zonas baixas, não drenadas, onde se associam com materiais resultantes do processo de sedimentação química básica em curso, próprio das condições morfoclimáticas reinantes. O facto de existirem várias intercalações calcárias ao longo do complexo paleogénico atapulgítico, testemunha a constância do processo químico da sedimentação, apenas perturbado pelos frequentes derrames detríticos. Os episódios de instabilidade tectónica, a que se atribui a citada modificação do regime de sedimentação, interpretamo-los como precursores da fase Pirenaica. Esta pode correlacionar-se mais directamente com a lacuna que separa as séries atapulgíticas dos níveis montmoriloníticos (arcósicos e equivalentes laterais) de Coja, da Beira Baixa, de Ponte de Sor, etc.. A discordância que marca o contacto do Paleogénico da Arrábida com o Burdigaliano seria devida, em parte, à mesma fase, embora possa ter sofrido retoque posterior, da fase Helvética. Também na orla ocidental se observa discordância entre o Paleogénico e os depósitos detríticos miocénicos.

Ao contrário do que acontece na orla ocidental, nos bordos norte, oriental e sul da bacia, faltam elementos estratigráficos indispensáveis ao enquadramento destas fases de deformação. As relações de contacto observáveis no terreno referem-se apenas à discordância dos depósitos terciários sobre o soco hercínico. Pode recorrer-se aos mesmos critérios de correlação sedimentológica, usados em estratigrafia, para esclarecer esta questão. A dificuldade aumenta na medida em que a espessura dos depósitos é muito reduzida; a sequência sedimentar apresenta-se bastante incompleta por efeito de sucessivas fases erosivas posteriores. Por outro lado, as formações não podem seguir-se no terreno com a mesma continuidade que se observa na orla ocidental.

O conjunto sedimentar, designado por «Miocénico detrítico de carácter arcósico», da margem direita da bacia, constitui um complexo essencialmente detrítico, em que predominam arenitos mais ou menos ricos de feldspato e argilitos, às vezes com impregnações calcárias. Os níveis mais altos destes depósitos têm fornecido fósseis animais e vegetais suficientemente abundantes e característicos que não só permitem

(<sup>1</sup>) Uma vez que considerámos tais depósitos como eocénicos.

classificá-los como miocénicos como, dentro desta idade, consentem atribuições estratigráficas mais precisas. Os mesmos elementos são, por outro lado, suficientes para lhes definir a fácies. Esta formação de carácter arcósico passa lateralmente, para leste, a outra, também detrítica, de fácies pseudo-siderolítica. A parte superior desta última, também designada por complexo de Ota e Camarnal, deve ser equivalente lateral dos mais baixos níveis daquela (os que representam, por exemplo, as camadas com ostreídeos de Vila Nova da Rainha e de Alcanhões). O carácter siderolítico das referidas formações resulta do facto de elas terem sido originadas a partir dos arenitos belasianos. Estes estão, já de si tão empobrecidos de minerais susceptíveis de sofrer alterações que, qualquer que tivesse sido o ambiente climático do novo ciclo, não foi possível terem adquirido novas características que o denunciem. Embora se atribua a estas formações idade compreendida entre o Burdigaliano e o Helveciano, o certo é que não há elementos seguros para tal atribuição, especialmente no que se refere ao limite inferior. Pelas razões que evocámos na devida altura, poderiam englobar ainda parte do Oligocénico. Não causaria surpresa que descobertas paleontológicas futuras viessem confirmar tal hipótese. Parte da sedimentação de carácter mais ou menos arcósico das zonas central, norte, leste e sul da bacia é concomitante de derrames de materiais de fácies siderolítica, originários dos relevos mesozóicos, acumulados no bordo ocidental. A interpenetração destes dois tipos de acarreios é difusa, havendo como que digitações no contacto entre ambas. À medida que se sobe estratigráficamente, os materiais oriundos do maciço antigo, a oriente, progridem para leste, cobrindo cada vez mais a área inicialmente ocupada por sedimentação de materiais retomados aos relevos mesozóicos, atingindo mesmo, nalguns pontos, a orla ocidental. É lícito pensar que, pelo menos nestes pontos, se teriam esgotado as fontes de alimentação de material detrítico constituídas pelo Cretácico. Recorde-se que, nalguns locais, a passagem das camadas de fácies pseudo-siderolítica às de carácter arcósico se faz através de um horizonte de arenitos muito argilosos, de coloração vermelha que, tudo leva a crer, tiveram participação importante de argilas residuais de descalcificação dos calcários jurássicos.

Desde as formações flúvio-marinhas, consideradas vindobonianas (camadas com ostras de Vila Nova da Rainha e de Alcanhões), até às francamente continentais, com faunas de vertebrados terrestres (complexo sarmato-pontiano de Archino), há elementos paleontológicos que permitem aos especialistas pronunciar-se sobre a respectiva sucessão estratigráfica. Do nosso ponto de vista, interessa realçar a uniformidade sedimentológica deste conjunto. Entre as principais características, salientam-se o aspecto arcósico dos materiais detríticos, o tipo dos grãos de quartzo mais rolados e brilhantes, a presença frequente de concreções e oólitos limoníticos e, finalmente, a composição argilosa, na qual a montmorilonite ocupa posição de relevo <sup>(1)</sup>.

Tal conjunto de características parece indicar a existência de clima temperado. Estas condições produziram nas rochas do soco granítico-gnáissico alteração moderada, de tipo de arenização, sugerida pelas respectivas formações correlativas; coadunam-se com a existência de uma rede hidrográfica organizada, reflectida no tipo dos sedimentos e não se opõem à existência da fácies lacustre, no quadro morfo-climático apresentado. Características sedimentológicas idênticas às apontadas são as que se encontram também no chamado «Complexo argilo-gresoso das Portas do Sol e da Senhora da Saúde»; consideramo-lo Miocénico, como referimos antes.

Os depósitos detríticos que afloram a leste do Tejo, no fundo dos vales das ribeiras de Alpiarça, de Muge, da Lamarosa, de Canha, de Lavre, etc., são sedimentologicamente semelhantes aos anteriores. Também deste lado da bacia existem testemunhos

<sup>(1)</sup> As formações subjacentes ao Pliocénico marinho de Carnide (Pombal) possuem as mesmas características sedimentológicas.

de penetração marinha ou, pelo menos, da sua influência próxima. Tais são os depósitos flúvio-marinhos de Glória (Coruche) e de Lavre (Vendas Novas).

A mais antiga formação francamente marinha, conhecida no interior da bacia do Tejo, é a de Vale do Cortiço (Almeirim); está datada do Burdigaliano inferior. Este pequeníssimo afloramento tem, contudo, o interesse de localizar no tempo e no espaço aquela transgressão; revela, por outro lado, que na mesma altura se abriu, definitivamente, o escoamento dos produtos da erosão para o exterior.

As condições de endorreísmo ou de insuficiente drenagem, testemunhadas pelos depósitos anteriores, parecem ter cessado. A sedimentação química de carácter intensamente básico não volta a observar-se. A área a que corresponde a bacia do Tejo é, pelo menos a partir deste momento, drenada para o exterior.

Nas regiões central e ocidental a sedimentação processa-se continuamente, atingindo os depósitos espessura considerável. Tamanho desenvolvimento vertical de uma série detrítica, facilmente erodível, na zona vestibular de uma bacia exorreica, só pode explicar-se pela existência de longa subsidência.

Contrariamente, nas orlas norte, oriental e sul, a espessura do complexo montmorilonítico é bastante reduzida. Os abarrancamentos nele produzidos pelos arenitos conglomeráticos pliocénicos evidenciam grande lacuna de erosão e talvez até de sedimentação. Nestas regiões, o complexo montmorilonítico deve ter originado depósitos muito mais espessos, que foram posteriormente arrasados. À medida que se dava a erosão nestas zonas, os respectivos produtos acumulavam-se nas regiões central e ocidental, onde as condições morfológicas e tectónicas (abatimento) continuavam propícias à sedimentação.

Se as arcoses, os calcários ou as cascalheiras de elementos mal rolados das orlas norte, oriental e sul da bacia, representam o Oligocénico ou mesmo o Miocénico inferior, a lacuna referida atrás é enorme, faltando todo ou quase todo o Miocénico. É provável que durante o Miocénico superior estas regiões tenham sofrido intensa gliptogénese. Os materiais evacuados acumularam-se, uns nas zonas de mais acentuada subsidência, tendo outros atingido a zona vestibular da bacia e, outros ainda, o mar.

Mesmo no Pontiano, com o estabelecimento do regime lacustre (em área certamente muito semelhante à que actualmente ocupam os respectivos sedimentos), continuou a processar-se drenagem para o exterior. Esta drenagem, que afectava, apenas, a restante parte oriental da bacia, manteve-se sob regime fluvial constante. O escoamento foi ali muito mais importante relativamente ao admissível na área lacustre. A composição dos minerais pesados dos sedimentos miocénicos marinhos e flúvio-marinhos da parte vestibular da bacia parece confirmar esta hipótese.

Nestes termos, é verosímil que, pelo menos nesta fase da evolução da bacia do Tejo, existisse um sistema hidrográfico cujo colector ou colectores principais se localizassem em posição mais oriental, relativamente ao curso actual do Tejo. A penetração do mar na região, nos últimos tempos do Miocénico, não atingiu certamente a amplitude verificada no Burdigaliano inferior. Contudo, a área vestibular situava-se ainda dentro da actual bacia.

Voltando ao complexo lacustre, última grande unidade das formações miocénicas de fácies continental, recorda-se a considerável extensão que ocupou na região ocidental da bacia. Assim o permite pensar a multitudine de grandes ou pequenos afloramentos, localizados entre, aproximadamente, Vale de Paraíso (Vila Nova da Rainha) e Venda Nova (Tomar). A grande espessura dos calcários lacustres, a norte, em oposição à delgada película observável no extremo sul, permite supor que o regime lacustre começou a esboçar-se na região setentrional, enquanto, para sul, ainda se mantinham as condições propícias à sedimentação detrítica. Com o avançar dos tempos, a área lacustre estende-se para sul. Vistas as coisas por este ângulo é razoável admitir que, nos vários aflo-

ramentos, há sincronismo entre os calcários do topo da série, ao passo que os níveis inferiores da parte norte do complexo lacustre podem ser paralelizados com formações detriticas, subjacentes aos calcários localizados mais a sul. A subsidência anteriormente referida, continuou a fazer-se sentir como factor constante no decurso dos tempos terciários. Com efeito, só essa deformação continua pode explicar o grande desenvolvimento vertical de depósitos de fácies sub-aquática, de tão pequena profundidade, como indicam os referidos calcários lacustres. Por outro lado, a referida deformação deve ter-se caracterizado por grande lentidão e acentuada regularidade. No conjunto, a plataforma estrutural a que corresponde esta parte da bacia encontra-se ligeiramente inclinada para leste, correspondente ao balançamento dos referidos calcários no mesmo sentido. A mesa calcária de Santarém <sup>(1)</sup>, que pode interpretar-se como um compartimento limitado por falhas, encontra-se soerguida em relação à plataforma aludida, balanceada para leste.

Na faixa mais oriental da área lacustre (portanto mais afastada dos relevos calcários mesozóicos e mais próxima do maciço antigo) a sedimentação torna-se menos calcária, dando lugar a frequentes leitos margosos, argilosos e areníticos, feldspáticos e biotíticos, carregados de substrato hercínico <sup>(2)</sup>. Todas as características sedimentológicas destas intercalações detriticas apontam-nas como equivalentes laterais do complexo lacustre e podem representar a transição para as formações detriticas constituintes dos níveis mais elevados do complexo montmorilonítico das regiões de Sardeal, Mação, etc..

As formações da zona vestibular da bacia, atribuíveis ao Miocénico marinho e flúvio-marinho, caracterizam-se também por possuírem grande homogeneidade de características sedimentológicas ao longo de toda a série. Essas características são, por outro lado, comparáveis às formações continentais, tendo em vista, evidentemente, as diferenças próprias das modificações de fácies. Tal homogeneidade de características não permite estabelecer subdivisões estratigráficas. Porém, a riqueza de fósseis da área vestibular faz dela, estratigráficamente, uma das melhor estudadas de todo o Terciário português. Relativamente à evolução do clima, também a paleontologia possui, na região, melhores argumentos do que a sedimentologia. Acentue-se que aqueles não colidem com o tipo geral de clima sugerido por esta via de investigação. Considerámos digno de registo especial a grande semelhança verificada entre os sedimentos do Tortoniano da península de Setúbal e do chamado Complexo de Sobreda. Este facto permite concluir que, se é possível relacionar o referido complexo com o estabelecimento do regime lacustre, o mesmo se pode fazer com, pelo menos, a parte superior do Tortoniano.

As formações vermelhas de Flamenga, Lage (de aspecto torrencial) e seus equivalentes na península de Setúbal, de idade provavelmente tortoniana, podem ser atribuídas a nova fase de levantamento da Arrábida. Idêntico impulso tectónico, mais ou menos sincrónico daquela fase, parece ser testemunhado na orla ocidental da bacia pela presença de formações brechóides, grosseiras, na base do complexo lacustre, particularmente bem visíveis em Carregueira (Tomar). Conhecem-se outras manifestações tectónicas posteriores à deposição dos calcários lacustres. Põem-nas em evidência o balançamento para leste dos mesmos calcários, as fortes inclinações que os afectam na região de Rio Maior, o cavalgamento do Paleogénico sobre o Miocénico lacustre em Casais de Igreja (Assentiz) e, ainda, a falhas que o cortam em vários locais, nomeadamente as que limitam o bloco soerguido de Santarém. Estas manifestações de instabilidade podem ser concomitantes das que deformaram o Miocénico superior de Lisboa e da serra

<sup>(1)</sup> Cujos calcários, à semelhança da série detritica subjacente, considerámos miocénicos, conforme expusemos anteriormente.

<sup>(2)</sup> De que são testemunho afloramentos como os de Chamusca, Vila Nova da Barquinha e Abrantes.

da Arrábida, as quais continuaram a fazer-se sentir durante o Pliocénico, podendo ter atingido o início do Quaternário.

A utilização do termo Plio-pleistocénico com que nos vários capítulos designámos as mais modernas formações terciárias, reside, como disse, na pobreza dos elementos paleontológicos disponíveis (muitos dos quais pouco significativos) para tão extenso conjunto sedimentar. Excepção feita das camadas com fauna astiana da península de Setúbal, apenas se sabe, com segurança, que as formações aludidas são pós-miocénicas. Com efeito, é evidente que são posteriores aos Complexos de Sobreda (na península de Setúbal), lacustre (nas regiões da margem direita da bacia) e montmorilonítico (nas regiões central e norte da mesma bacia). Elas correspondem, pois, em grande parte, ao Pliocénico, embora atinjam nalguns casos o Quaternário antigo.

Nas várias regiões estudadas podem distinguir-se sempre dois conjuntos. O primeiro é constituído, na margem direita, por arenitos argilosos com intercalações de lenticulas de argila e leitos de calhaus rolados; apresenta carácter francamente fluvial. Entre as características sedimentológicas, têm especial significado a composição essencialmente caulinitica da fracção argilosa (associada a menores quantidades de ilite), a natureza exclusivamente siliciosa dos detritos grosseiros (calhaus rolados de quartzo, quartzito e metalidito), a abundância de areias quartzosas<sup>(1)</sup>, sub-roladas, com frequentes marcas de corrosão e, no que se refere aos minerais pesados, a predominância de espécies de grande resistência aos agentes de alteração. Todos estes elementos concorrem para que se considerem estas formações correlativas de clima de tendência quente e húmida, com drenagem francamente aberta para o mar. Os materiais provieram, principalmente, do soco antigo, sujeito a profunda alteração.

Idênticas características se encontram no vasto e espesso complexo arenítico e conglomerático das regiões central e norte da bacia, designado por complexo ilito-caulinitico<sup>(2)</sup>. Na península de Setúbal os depósitos considerados paralelos destes, isto é, as camadas com fauna astiana e o complexo detrítico subjacente, apresentam características comparáveis, embora haja diferenças explicáveis pela variação lateral de fácies. Assim, aumentam consideravelmente o grau de rolamento das areias e a calibragem. A fracção argilosa é essencialmente caulinitica, à excepção da camada fossilífera, onde a montmorilonite ocupa a primeira posição, à semelhança de outras jazidas pliocénicas marinhas, como as de Pombal, Salir do Porto, etc. É inegável a influência marinha nestes depósitos, cujos testemunhos são conhecidos no interior da bacia apenas até ao meridiano de Pinhal Novo. É nas formações do complexo detrítico, inferior às referidas camadas fossilíferas, que existem os calhaus de rochas eruptivas das regiões de Sintra e de Lisboa. Este facto demonstra que a actual saída do Tejo, possivelmente devida a acidente tectónico, é pelo menos posterior ao complexo aludido.

Entre o final da deposição dos calcários lacustres pontianos e os primeiros depósitos detríticos «pliocénicos» é forçoso admitir a existência de modificação climática acentuada, no sentido do aumento do calor e da humidade, bem como nova perturbação do regime de drenagem, o qual, na área até então lacustre, se abriu novamente para o mar. A abundância e o carácter grosseiro dos novos depósitos, que se estendem a toda a bacia do Tejo, parecem indicar, igualmente, elevação do maciço antigo, concomitante de novo abatimento na área da bacia, mais acentuada para sul e, em especial, a leste do actual vale do Tejo. Com efeito, embora haja balançamento do complexo lacustre para E ou ESE, denunciando certo grau de deformação do compartimento ocidental, a subsi-

(<sup>1</sup>) Na vizinhança de maciços graníticos a percentagem de grãos de feldspato nas areias aumenta, como é natural.

(<sup>2</sup>) A percentagem de caulinite aumenta à medida que se sobe estratigráficamente na série, a ponto de ser exclusiva nos níveis mais altos.

dência da parte oriental deve ter sido mais intensa. Parece prová-lo a delgada espessura dos depósitos «pliocénicos» da margem direita (1), em contraste com o grande desenvolvimento vertical do mesmo complexo na margem esquerda, que ultrapassa largamente uma centena de metros. Por exemplo, na região de Vale de Santarém, a base dos referidos depósitos situa-se a cerca de 60 a 70 metros de altitude e, em frente, na margem esquerda, a mesma base (visível no fundo dos vales mais encaixados) encontra-se a cerca de 20 a 30 metros.

De um e de outro lado do rio estes valores decrescem de norte para a zona vestibular (2). Na península de Setúbal, na região mais deprimida da área sinclinal, a base do «Pliocénico» desce abaixo do actual nível marinho.

O acidente tectónico sugerido por CHOFFAT [1909] e novamente referido por FREIRE DE ANDRADE [1933], coincidente com o troço terminal do vale do Tejo, a jusante de Vila Nova da Barquinha, poderia estar na origem das referidas deformações e da diferença de comportamento do complexo «pliocénico», entre as duas margens. O vale submarino que se esboça a sudoeste da lagoa de Albufeira pode, de facto, como o alvitrou FREIRE DE ANDRADE, corresponder a esta direcção tectónica.

À semelhança do que se observa em Setil, os arenitos conglomeráticos do «Pliocénico» (3) abarrancam as formações miocénicas na outra margem do rio. Estes abarrancamentos são observáveis em toda a extensão da bacia, sempre que é visível o contacto com as formações subjacentes. A lacuna correspondente é tanto maior quanto mais periférica é a região considerada. Com efeito, nestas áreas, o «Pliocénico» contacta com depósitos muito mais antigos (talvez oligocénicos, em Ponte de Sor, e provavelmente eocénicos, em Chança), acabando por extravasar da bacia, onde assenta directamente sobre o soco cristalino arrasado. Comportamento idêntico é observável na orla norte, como por exemplo em Sardoal e Mação. A lacuna referida e a existência de depósitos «pliocénicos» transgressivos sobre os bordos arrasados da bacia permitem supor que, anteriormente à deposição destes, toda a região (inclusive as áreas exteriores) foi sede de intensa fase erosiva, a qual pode relacionar-se com a regressão do final do Miocénico.

Os depósitos «pliocénicos» chegados à depressão trazem consigo, pela primeira vez, elementos quartzíticos (4), certamente oriundos de relevos muito mais extensos e vigorosos do que os que ainda se elevam a norte e a leste da mesma.

Por diversas vezes na deposição da espessa série se acumulam extensos mantos de cascalheiras representando outros tantos derrames torrenciais. Estes materiais grosseiros não percorreram de uma só vez a distância que os separa das origens. O seu transporte fez-se intermitentemente, tendo os mesmos divagado e progredido ao longo da bacia. A drenagem era organizada, exorreica e divagante em extensa planície aluvial subsidente.

(1) Paulino (Vila Nova da Rainha), Cartaxo, Portela das Padeiras (Santarém), Alcanhões, Pedrógão, Alquedão, Outeiros Rachados (Tomar). Este último retalho, o mais espesso, não ultrapassa 40 metros de espessura.

(2) 210 m na região de Tomar, 100 m em Pedrógão, 70 m em Alcanhões. O bloco de Santarém, soerguido, foi varrido daquela cobertura. Na região de Cartaxo, a base dos depósitos «pliocénicos» revela maior abatimento (20 a 30 m). Mais a sul o contacto com os calcários pontianos torna a elevar-se (cerca de 100 m na região de Vila Nova da Rainha), mostrando ter sido ali menor o valor da subsidência. Em Setil, por exemplo, há abarrancamento, atingindo os sedimentos detriticos miocénicos, à altitude de 10 a 15 m.

(3) Onde se inclui o que G. ZBYSZEWSKI [1953] designou por complexo das Fazendas de Almeirim.

(4) Este fenómeno é bem testemunhado nas regiões da margem esquerda da bacia, pois os depósitos subjacentes não possuem calhaus de quartzito. Na margem direita, as sucessivas contaminações de materiais detriticos, passando de um ciclo sedimentar a outro (com início nos sedimentos mesozóicos de fácies continental), não permitem raciocínio equivalente.

Se o complexo detrítico subjacente às camadas com fauna astiana da península de Setúbal («couches inférieurs d'Alfeite») é realmente equivalente lateral dos depósitos areníticos e conglomeráticos do interior, poderá concluir-se que a progressão do material grosseiro quartzítico não atingiu, nessa altura, a zona litoral. De facto, só nos níveis mais altos <sup>(1)</sup>, posteriores às camadas fossilíferas, aparecem verdadeiras concentrações de calhaus de quartzito e de quartzo, os quais apresentam grau de rolamento bastante elevado. Assim, só nesta altura as condições de drenagem da bacia permitiram a chegada ao litoral dos materiais grosseiros que, em período anterior, progrediram no domínio fluvial.

O máximo de enchimento conseguido durante a sedimentação pliocénica ultrapassou o actual nível do vasto planalto do Ribatejo e Alto Alentejo. Provam-no certos relevos-testemunhos talhados no material detrítico, e ainda a existência de depósitos semelhantes no cimo de antigos relevos do soco cristalino, como o de Galveias <sup>(2)</sup>. A aplanção das regiões circundantes da bacia acentuava-se <sup>(3)</sup> e os relevos, especialmente os quartzíticos, continuaram a alimentar a sedimentação dos materiais grosseiros.

Os raros argumentos paleontológicos que confirmam a idade pliocénica desta vasta série detrítica, na área continental, são os vegetais de Canha, ainda que pouco expressivos.

As variações das características sedimentológicas, ao longo da espessura desta série, são pequenas. Contudo, parecem ser suficientes para que se suspeite que as condições climáticas correlativas (de tipo quente e húmido) se tornaram mais intensas no final do período correspondente.

O planalto do Ribatejo corresponde a um nível, bastante bem conservado, embutido no complexo pliocénico. Esta superfície está atapetada por arenitos e mantos de calhaus rolados. O carácter mais grosseiro e concentrado destas cascalheiras, de aspecto fluvial, permite supor que os caudais tiveram competências nunca antes verificadas.

Os depósitos de tipo «raña» são frequentes na margem norte do Tejo, na proximidade das serras quartzíticas que lhes forneceram os materiais. De facto, só ali reúnem as características (tamanho, forma e disposição dos elementos, heterogeneidade granulométrica, etc.) que lhes permite serem designados como tal. À medida que se caminha para sul, não só se verifica a diminuição dos calibres, como aumenta o grau de rolamento dos mesmos, tornando-se cada vez mais acentuadas as acções de transporte fluvial. Fácilmente se ligam estes depósitos ao nível do planalto da margem sul, referido atrás.

Se os depósitos de tipo «raña» representam um episódio de maior aridez, este deve situar-se a seguir a um período de clima de tendência quente e húmida (correspondente à série inferior, pliocénica) como se deduz do estudo sedimentológico da matriz.

Não é improvável que certa instabilidade tectónica favorecesse os derrames dos materiais grosseiros, os quais se acumularam no sopé dos relevos. Tais concentrações detríticas podem ter passado, lateralmente, ao domínio fluvial, constituindo como que escalões intermédios entre a montanha e a bacia de sedimentação.

Estes depósitos conglomeráticos («rañas» e seus equivalentes laterais) considerámo-los como fazendo parte do segundo conjunto em que dividimos as formações plio-  
-pliocénicas. No mesmo incluímos também as areias finas eolizadas, diatomitos e lignitos da península de Setúbal, de Vale de Santarém, de Rio Maior e de Serra do Meio (Tomar). As idades que lhes têm sido atribuídas, entre o Pliocénico e o Quaternário antigo, também não assentam em elementos incontroversos. Pelas razões expostas, nomeadamente

<sup>(1)</sup> Designados por P<sub>1</sub>Q, no capítulo alusivo à península de Setúbal.

<sup>(2)</sup> Estes relevos do soco foram total ou parcialmente «afogados» pela cobertura detrítica. A elevação que actualmente apresentam é o resultado de nova aplanção, mais recente, na qual reagiram como relevos de maior dureza, relativamente aos sedimentos que os fossilizavam.

<sup>(3)</sup> A superfície de Nisa, Crato, Fronteira, etc., são exemplos desta aplanção.

as que se referem à correlação com o nível marinho situado a oeste da serra de Candeeiros, optamos pela idade mais moderna, isto é, final do Pliocénico e início do Quaternário. A posição dos depósitos deste segundo conjunto é superior à do primeiro, que julgamos poder atribuir ao Pliocénico inferior e médio <sup>(1)</sup>.

Os depósitos de Rio Maior, Vale de Santarém e Serra do Meio estão conservados em pequenos alvéolos tectónicos; são testemunhos de uma cobertura muito mais extensa (não necessariamente contínua) alimentada eolicamente à custa do vasto areal litoral situado a ocidente dos relevos mesozóicos (superfície de Aljubarrota) sujeito aos ventos que sopram do lado do mar <sup>(2)</sup>. As areias assim transportadas, fixaram-se nas zonas baixas, pantanosas ou simplesmente mais húmidas. Em Rio Maior o litoral não deveria estar muito longe, pois apareceram valvas de moluscos marinhos <sup>(3)</sup> intercaladas nas areias eolizadas, facto que pode corresponder a uma entrada episódica do mar dentro da pequena depressão.

As areias eolizadas (com intercalações de leitos de calhaus bem rolados) da península de Setúbal correspondem ao mesmo tipo de progressão dunar para o interior, onde se fixaram em ambiente lagunar ou deltaico. Para que se possam correlacionar estes últimos depósitos com os de Rio Maior, por exemplo, é necessário supor que se formaram em relação com um nível marinho alto (nível de Mem Martins e de Aljubarrota). Isto equivale a dizer que a península de Setúbal, muito mais elevada do que actualmente, ocupava também nessa altura posição vizinha do litoral arenoso <sup>(4)</sup>. A deformação em sinclinal que posteriormente a afectou foi concomitante de mais um impulso no levantamento da serra da Arrábida, em cujos cimos aparecem areias semelhantes, conservadas nas fendas do carso. Aceitando este esquema parece poder inferir-se que a actual saída do Tejo é ainda mais moderna do que estes depósitos de areias finas eolizadas.

Os elementos palinológicos obtidos por F. DINIZ ajustam-se às nossas observações sedimentológicas, no sentido de correlacionar os diatomitos de Rio Maior com um tipo de clima mais seco do que o do período anterior, o qual poderia também ter sido o mesmo que, no interior, favoreceu as acumulações de tipo «raña». Da mesma idade devem ser os calcários «lacustres» de Casa Branca e Cano, formados sob idênticas condições climáticas e relacionados com o nível planáltico do Ribatejo e Alto Alentejo.

Uma conclusão importante a tirar de tudo o que se tem exposto é a que se refere à constante instabilidade tectónica da depressão correspondente à bacia do Tejo. Posta em evidência com a própria formação da bacia, no início do Paleogénico, mantém-se ao longo do Neogénico e continua-se até os nossos dias.

Tal instabilidade não é, sem dúvida, alheia à presença de importantes alinhamentos tectónicos, correspondentes a grandes fracturas. A simples observação da Carta gravimétrica de Portugal <sup>(5)</sup>, na escala de 1/1 000 000, referente às curvas isonómalas de BOUGUER (completas), põe em evidência alguns destes acidentes <sup>(6)</sup>.

<sup>(1)</sup> Os depósitos de Barracão (Leiria), situados fora da nossa área de trabalho, mas que estudamos a título de comparação, possuem as mesmas características das formações pliocénicas da bacia. O facto de conterem lignitos não nos obriga a paralelizá-los com os de Rio Maior, de Vale de Santarém ou da península de Setúbal, possivelmente mais modernos.

<sup>(2)</sup> Ainda hoje, na região de Santarém, predominam os ventos do quadrante NW, o que parece corresponder à grande abertura existente entre as serras de Montejunto e dos Candeeiros.

<sup>(3)</sup> Comunicação oral dos Drs. G. ZBYSZEWSKI e G. MANUPPELLA.

<sup>(4)</sup> Estes areais do litoral tornaram-se cada vez mais extensos, à medida que se acentuava o recuo do mar quaternário.

<sup>(5)</sup> Edição do Instituto Geográfico Cadastral [1958].

<sup>(6)</sup> Agradecemos ao Geofísico LUÍS MENDES VICTOR os esclarecimentos que, neste assunto, houve por bem facultar-nos.

Assim é, relativamente à grande fractura coincidente com o troço NNE-SSW do Tejo, já referida, e que se encontra bem assinalada na carta, pelos fortes gradientes (1,5 mg/l/km a 3 mg/l/km) existentes ao longo da mesma direcção.

Paralelamente a este acidente, o comportamento das referidas isoanómalas parece indicar a presença de outra falha orientada segundo o traçado da ribeira de Sor. A título de hipótese, pode admitir-se o seu prolongamento para NNE, pelas Portas de Ródão, ligando-se à falha do Ponsul e, para SSW, na direcção da foz do Sado, continuando-se pelo vale submarino que ali tem começo.

Uma terceira direcção de fractura, embora menos importante, parece poder deduzir-se de acentuada inflexão das isoanómalas ao longo de uma direcção orientada, aproximadamente, WNW-ESE, que passa a norte de Santarém. Esta falha pode ser a mesma que afecta os depósitos na região de Cidral (Rio Maior) e corrobora as considerações que fizemos relativamente à tectónica do bloco de Santarém. No interior da bacia, as curvas nada revelam, quanto ao prosseguimento desta linha de fraqueza para leste, embora novos indícios, entre Montargil e Ponte de Sor, sugiram essa continuidade.

A evolução geológica e morfológica operada durante o Quaternário médio e recente, da qual nos não ocupámos neste trabalho, deu à bacia do Tejo a configuração que hoje lhe conhecemos.

			BACIA DO TEJO			OUTRAS REGIÕES			
			Península de Setúbal	Margem esquerda	Margem direita, entre Constância e Vila Velha de Ródão	Beira Baixa	Regiões situadas a norte da Cordilheira Central	Estremadura	
			Margem direita						
			Zona vestibular (Região de Lisboa)	Zona interior (Região de V. N. Rainha a Tomar)					
PLISTOCENICO INFERIOR			areias colzadas de Mem Martins (Sintra)	areias finas, colzadas, diatomitos e lignitos de Rio Maior, Vale de Santarém e Serra do Meio (Tomar)	areias brancas, colzadas (areias de Coíma), com calhaus bem rolados; diatomitos e lignitos de Alfarrim	arenitos de fácies fluvial e cascalheiras, grosseiras, roladas, dos planaltos do Ribatejo e do Alto Alentejo	«rañas» e cascalheiras grosseiras, roladas, dos planaltos		
	PLOCENICO				arenitos argilosos de fácies fluvial, com leitos de cascalheiras, de Setil, Cartaxo, Quinta do Anjo (Santarém), Outeiros Rachados (Tomar), etc.	camadas com fósseis marinhos de Alfeite, Fonte da Telha, etc.	Complexo inferior de Alfeite, com calhaus de rochas eruptivas de Sintra e de Lisboa	Complexo lito-caulnítico (arenitos argilosos com leitos conglomeráticos e lenticulas de argila)	Complexo lito-caulnítico (idem)
MIOCENICO superior		série flúvio-marinha de Lisboa	calcários lacustres de Vale do Paraíso, Pontével, Cartaxo, Santarém, Torres Novas, Tomar, etc.		«Formações vermelhas de Flamenga, Gamitas, Marco Furado, etc. Complexo de Sobreda				
			depósitos detríticos de carácter arcósteo		- Complexo de Archino - camadas com ostras de Vila Nova da Rainha	lacuna	lacuna	lacuna	lacuna
depósitos detríticos de fácies pseudo-siderolítica.									
MIOCENICO médio		(Complexo de Ota e Camarnal)		calcários com <i>Venus ribeiroi</i> de Vale do Cortiço (Almeirim)	Complexo montmorilonítico (arcoses, cascalheiras de elementos angulosos e calcários)	Complexo montmorilonítico (arcoses)	Complexo montmorilonítico (arcoses da Beira Baixa)	Complexo montmorilonítico (supra-Buçaco)	
		MIOCENICO inferior			lacuna	lacuna	lacuna	lacuna	lacuna
OLIGOCENICO	Complexo de Benfica		Paleogénico indiferenciado da orla ocidental — calcários de Alcanede — «grés de Monsanto»	Paleogénico indiferenciado da península de Setúbal	Complexo atapulgítico (Ponte de Sor, Vendas Novas, etc.)	Complexo atapulgítico (Penhascoso)	Complexo atapulgítico (Sarzedas, Castelo Branco)	Complexo atapulgítico (Coja)	Complexo atapulgítico (Fombal)
EOCENICO			«grés vermelhos de Carvalhais» e de Cheganças					arenitos do Buçaco	
CRETACICO									

Fases de instabilidade tectónicas

SUBSIDENCIA

Fases de instabilidade tectónicas

criar climática no sentido da subsidência (fria?)	quente e húmido	mais seco	temperado, em geral, com possíveis períodos mais quentes e mais húmidos	episódios de sub-aridez?	quente e húmido
---	-----------------	-----------	---	--------------------------	-----------------

Paralelismo esquemático entre as formações da bacia do Tejo e de outras regiões do país. Além da subsidência que se considera ter sido constante, ao longo da série cenozoica da bacia, indicam-se as principais fases de movimentos assinaláveis (●), bem como as variações climáticas verificadas no mesmo intervalo de tempo.

## ÍNDICE DAS LOCALIDADES REFERIDAS NO TEXTO (1)

Abum	339	Rio Maior	131	263	Belver	322	Mação	215	280
Agua Boa	310	Tomar	172	298	Bemposta (V. G.)	320	Asseiceira	179	288
Agua Branca	356	Ponte de Sor	202	258	Benavila	382	Avis	222	238
Agudo (V. G.)	310	Tomar	172	291	Bezelga	310	Tomar	169	292
Aiana de Baixo	453	Apostiça	111	171	Bogalhos	339	Rio Maior	132	264
Albarquel	454	Setúbal	132	172	Bolda	310	Tomar	170	290
Albufeira (Lagoa de)	453	Apostiça	108	175	Bombel	434	Bombel	164	191
Alcanhões	353	Santarém	154	258	Boucillos	357	Chança	217	259
Aldeia da Mata	358	Crato	234	259	Brejo (V. G.)	357	Chança	223	256
Aldeia da Ribeira	340	Tremês	141	269	Brotas	408	Mora	198	211
Aldeia do Meco	464	Sesimbra	109	167	Bufão (V. G.)	356	Ponte de Sor	204	256
Aldeia Velha	381	Aldeia Velha	208	236					
Alegrete (V. G.)	321	Sardoal	194	282	Cabeço Carapuço	351	Cercal	133	252
Alfarim	464	Sesimbra	110	168	Cabeço da Velha (V. G.)	313	Carvoeiro	231	292
Alfeite	442	Barreiro	111	189	Cabeço do Ladrão	351	Cercal	127	252
Alformelos	417	Loures	106	200	Cabeço Velho (V. G.)	351	Cercal	129	252
Almonda	319	Pedrógão	158	281	Cabos	339	Rio Maior	134	267
Alqueidão	319	Pedrógão	161	285	Cabeiro (V. G.)	324	Nisa	236	289
Alter Pedroso	370	Alter do Chão	244	246	Caixeiro	464	Sesimbra	112	167
Alto da Guerra (V. G.)	455	Águas de Moura	137	174	Cajada	403	Bucelas	114	214
Alto da Pedreira	363	Abrigada	134	249	Calçadas	310	Tomar	178	294
Alto da Serra	339	Rio Maior	128	266	Camarnal	376	Alenquer	126	232
Alvito de Cima	310	Tomar	177	294	Canoas	417	Loures	106	201
Amiais de Cima	328	Alcanede	146	275	Cantareira (V. G.)	291	Benquerenças	236	313
Amieira	356	Ponte de Sor	202	251	Caparica	442	Barreiro	105	187
Amieira	464	Sesimbra	109	169	Capela da Senhora das Necessidades	454	Setúbal	125	173
Archino (V. G.)	376	Alenquer	130	238					
Areaís	319	Pedrógão	157	280	Carnide	273	Carnide	149	324
Arneiro	340	Tremês	151	263				148	322
Arraiolos	437	Arraiolos	212	195	Carrascal	351	Cercal	130	257
Arribanas	357	Chança	218	251	Carregueira	310	Tomar	169	296
Arronches	385	Arronches	273	239	Carreira de Tiro	353	Santarém	150	251
Arruda dos Pisões	340	Tremês	139	261	Carvalhais	339	Rio Maior	135	268
Asseca (V. G.)	364	Cartaxo	149	248	Carvalhos (V. G.)	363	Abrigada	135	249
Asseiceira	320	Asseiceira	176	284	Casais	390	V. F. de Xira	125	228
Atafja de Cima	317	Alcobaça	134	287	Casais de Igreja	309	V. N. de Ourém	166	290
Atalaia	333	Gavião	222	276	Casais Martanes	319	Pedrógão	159	281
Aveiras de Cima	363	Abrigada	133	241	Casal da Brava	310	Tomar	171	297
Azambujeira	352	Almoster	143	255	Casal das Lebres	351	Cercal	130	257
					Casal do Bispo	454	Setúbal	121	170
Barata (V. G.)	356	Ponte de Sor	212	253	Casal do Braga	342	Chamusca	170	262
Bastida	339	Rio Maior	130	262	Casal do Espalha	351	Cercal	131	255
Beberriqueira	320	Asseiceira	180	288	Casal do Nunes	320	Asseiceira	183	287

(1) Para cada topónimo a localizar (1.ª coluna), fornece-se o número e o nome da carta 1/25 000, dos Serviços Cartográficos do Exército (2.ª e 3.ª colunas) e as coordenadas do quadrado da folha onde está inscrito (4.ª e 5.ª colunas).

Casal Velho da Caneira	378	Raposa	162	233	Glória	378	Raposa	155	230
Casalinho	310	Tomar	170	294	Gorjão (V. G.)	367	Fóros do Arrão	189	249
Casalinho	310	Tomar	172	299					
Castelo do Quiteiro (V. G.)	443	Moita	120	184	José da Moita (areeiro)	443	Moita	120	180
Cem Soldos	310	Tomar	172	290					
Chancelaria	319	Pedrógão	163	287	Lage	454	Setúbal	132	174
Chão de Maças (Estação)	310	Tomar	169	298	Lagoa (V. G.)	368	Galveias	206	249
Chão do Rei	313	Carvoeiro	217	292	Lagoa do Furadouro	309	V. N. de Ourém	164	294
Charneca (=V. G. Corvo)	376	Alenquer	131	231	Lapa (V. G.)	369	Seda	227	249
Charruada	309	V. N. de Ourém	166	291	Lavre	421	Lavre	179	200
Cheganças	376	Alenquer	125	235					
Cidral	339	Rio Maior	131	265	Machadas do Meio	454	Setúbal	132	175
Coina	443	Moita	120	181	Magarefa (V. G.)	279	Sarzedas	237	324
Colares	415	Colares	085	204	Malhada Alta (V. G.)	435	Vendas Novas	169	191
Combros	454	Setúbal	132	174	Malpica	304	Malpica	263	301
Comenda	333	Gavião	229	271	Manique do Intendente	351	Cercal	134	250
Couto	310	Tomar	178	290	Maranhão	395	Cabeção	212	226
Couto (Granja do)	310	Tomar	179	290	Marateca	456	Marateca	153	179
Cruz de Pau	442	Barreiro	113	184	Marco Furado (V. G.)	454	Setúbal	122	179
Cunheira	345	Torre das Vargens	227	261	Marconi (V. G.)	446	Cabrela	175	188
Curral da Pedra (V. G.)	351	Cercal	134	252	Marianala	320	Asselceira	178	288
					Marmeleira	352	Almoster	139	255
Ervideira	356	Ponte de Sor	210	250	Melides	494	Melides	147	131
Espísio (V. G.)	357	Chança	217	253	Mem Martins	416	Sintra	094	203
Evora-Monte	425	Estremoz	236	200	Milreu	311	Serra	199	295
					Mina de Ouro	453	Apostiça	108	176
Fábrica do Prado	310	Tomar	176	297	Mina do Espadanal	339	Rio Maior	131	264
Fau (V. G.)	352	Almoster	151	250	Mina do Príncipe Regente	453	Apostiça	108	176
Ferraria (V. G.)	453	Apostiça	113	170	Moinho da Mata (V. G.)	376	Alenquer	134	238
Figueiras	342	Chamusca	176	260	Moinho da Ponte de Seda	382	Avis	220	233
Flamenga	454	Setúbal	131	174	Moinho do Tio Justo	368	Galveias	211	248
Fonte Branca	339	Rio Maior	130	161	Moinho Novo	356	Ponte de Sor	209	251
Fonte do Cortiço	368	Galveias	215	244	Moinhos da Pena (V. G.)	309	V. N. de Ourém	165	291
Fonte do Pinheiro	442	Barreiro	114	180	Molitas de Baixo	319	Pedrógão	154	280
Fonte Galega	310	Tomar	178	297	Molitas de Cima	319	Pedrógão	154	280
Fonte da Telha	453	Apostiça	107	179	Montargil	380	Montargil	196	234
Forca (V. G.)	409	Pavia	209	213	Monte Alfeijós de Baixo	357	Chança	229	255
Formas (V. G.)	443	Moita	127	184	Monte Alfeijós de Cima	357	Chança	229	255
Fráguas (V. G.)	340	Tremês	139	267	Monte Cansado	368	Galveias	205	245
Fratel	314	V. V. de Ródão	233	295	Monte Claro	324	Nisa	235	284
Freixo	368	Galveias	205	244	Monte da Chaminé	436	S. Geraldo	194	196
Fronteira	383	Fronteira	242	232	Monte da Ferraria	357	Chança	229	250
Furtado (V. G.)	323	Amieira	216	287	Monte da Lameira	357	Chança	231	258
					Monte da Rabasquinha	397	Souzel	246	226
					Monte da Vinha	408	Mora	196	213
Galamares	416	Sintra	088	204	Monte das Barreiras	356	Ponte de Sor	211	257
Gamita	454	Setúbal	135	177					

Monte das Bouças	356	Ponte de Sor	215	250	Quinta da Marquesa	390	V. F. de Xira	126	227
Monte das Fontainhas	357	Chança	217	251	Quinta da Marquesa da				
Monte do Freixo	368	Galveias	205	244	Ribeira Grande	364	Cartaxo	149	246
Monte do Outeiro	446	Cabrela	174	189	Quinta da Silvéria	417	Lisboa	112	202
Monte dos Campos	357	Chança	230	250	Quinta das Conchas	417	Lisboa	111	200
Monte dos Carneiros	357	Chança	228	252	Quinta de Santo Ant6nio	416	Sintra	089	204
Monte Moreno	357	Chança	231	253	Quinta de Santa Cruz	310	Tomar	178	292
Monte Novo (V. G.)	357	Chança	218	250	Quinta de Santa Maria	363	Abrigada	125	243
Monte Redondo	363	Abrigada	126	241	Quinta de Vale de Lobos	352	Almoster	151	258
Muito Ruivo (V. G.)	395	Cabeção	214	222	Quinta do Anjo	454	Setúbal	129	178
Monte Sobreiro	356	Ponte de Sor	209	251	Quinta do Barro Miguel	351	Cercal	126	254
Montinho	368	Galveias	207	247	Quinta do Farol	442	Barreiro	117	182
Montinho das Cabanas	368	Galveias	202	241	Quinta do Jardim	338	Obidos	111	265
Mouriscas	322	Mação	202	281	Quinta do Vinagre	415	Colares	086	204
					Quinta dos Anjos	352	Almoster	150	255
Outeiro da Cortiçada	340	Tremês	140	262	Quinta dos Ciprestes	454	Setúbal	134	175
Outeiros Rachados	310	Tomar	171	298	Quinta Seca	380	Montargil	197	235
Pafarrão	319	Pedr6gão	162	287	Rabaça	357	Chança	224	250
Paia	417	Loures	106	201	Ramalheira	368	Galveias	214	240
Paio Pires	442	Barreiro	117	184	Raposa	378	Raposa	161	238
Palhaes	443	Moita	120	185	Reioçada	376	Alenquer	126	236
Palma	467	Palma	159	168	Ruivos (V. G.)	454	Setúbal	127	179
Panasqueira	368	Galveias	209	242					
Parceiros da Igreja	329	Torres Novas	158	276	Sabugo	416	Sintra	099	207
Paulino (V. G.)	376	Alenquer	134	234	Sacavém	417	Loures	115	203
Pedreira	356	Ponte de Sor	212	256	Salgueira	311	Serra	197	293
Pêgões	445	Landeira	157	188	Salgueirinho (V. G.)	333	Gavião	217	275
Pena (V. G.)	309	V. N. de Ourém	165	291	Samora Correla	404	Alhandra	108	176
Penedo (Praia do)	464	Sesimbra	111	163	Santa Cita	320	Asseiceira	178	285
Penhascoso	322	Mação	208	286	Santa Marta (V. G.)	319	Pedr6gão	153	280
Perna da Queimada	333	Gavião	230	276	S. Domingos	319	Pedr6gão	160	285
Pinhal do Junco	354	Chouto	178	257	S. Marcos (V. G.)	357	Chança	222	250
Pinhelrinho	368	Galveias	206	240	S. Salvador	363	Abrigada	125	249
Pinhel	309	V. N. de Ourém	158	298	S. Simão	310	Tomar	173	296
Pipa (V. G.)	368	Galveias	215	245	S. Simão (V. G.)	442	Barreiro	110	189
Pontinha	356	Ponte de Sor	209	251	S. Vicente do Paúl	341	Pernes	157	264
Pontinha	417	Loures	107	200	Sapos (V. G.)	443	Moita	122	180
Portas do Sol	353	Santarém	154	251	Seda	369	Seda	229	247
Portela das Padeiras	352	Almoster	151	255	Senhora da Guia	352	Almoster	151	253
Porto de Santarém	368	Galveias	204	243	Senhora da Saúde	353	Santarém	153	254
Porto do Concelho (V. G.)	453	Apostiça	115	175	Senhora da Vitória	296	Marinha Grande	121	304
Póvoas	340	Tremês	136	266	Senhora das Almas	368	Galveias	211	245
Praia das Maças	415	Colares	084	207	Senhora do Castelo	392	Coruche	165	221
					Serra de Baixo	310	Tomar	170	299
					Serra do Melo	310	Tomar	170	299
Quinta da Cruz	363	Abrigada	125	249	Sesmaria da Ameira	435	Vendas Novas	173	195
Quinta da Fani	352	Almoster	150	253	Sobreda	442	Barreiro	108	187

Telégrafo (V. G.)	322	Mação	210	285	Vale de Grou	454	Setúbal	134	176
Terras da Costa	442	Barreiro	104	185	Vale de Paio	356	Ponte de Sor	213	258
Torre Cimeira	322	Mação	213	281	Vale de Pau (V. G.)	382	Avis	218	236
Torre do Sepúlveda	368	Galveias	215	242	Vale de Vilão (V. G.)	356	Ponte de Sor	214	259
Tramaga	356	Ponte de Sor	208	250	Vale de Zebro	322	Mação	210	282
					Vale de Zebro	356	Ponte de Sor	201	259
Vale Cortiço	365	Almeirim	159	242	Vale do Calvo	310	Tomar	170	294
Vale da Carreira	356	Ponte de Sor	214	259	Vale do Monte	368	Galveias	210	242
Vale da Pinta	364	Cartaxo	140	245	Várzea	368	Galveias	207	248
Vale da Vaca	368	Galveias	202	245	Venda	321	Sardoal	186	289
Vale de Açor	311	Serra	192	295	Venda Nova	310	Tomar	179	296
Vale de Açor	357	Chança	218	253	Venda Seca	416	Sintra	100	202
Vale de Água	344	S. Facundo	210	266	Verderena	442	Barreiro	118	187
Vale de Barrocas	368	Galveias	203	241	Vidigueira	499	Cuba	229	138
Vale de Carros	354	Chouto	169	256	Vila Viçosa	499	Vila Viçosa	262	201
Vale de Figueira	353	Santarém	157	259					
Vale de Figueiras	310	Tomar	172	297	Zemaneira	351	Cercal	127	251

# ÍNDICE

	Pág.
INTRODUÇÃO . . . . .	7
CAPÍTULO I — EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS RELATIVOS À BACIA TERCIÁRIA DO TEJO . . . . .	11
1 — A contribuição dos pioneiros do século XIX . . . . .	12
2 — As grandes sínteses do princípio do século XX . . . . .	17
3 — Os estudos geológicos recentes . . . . .	24
CAPÍTULO II — MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADAS NO ESTUDO SEDIMENTOLÓGICO . . . . .	35
CAPÍTULO III — DEPÓSITOS TERCIÁRIOS DA MARGEM DIREITA DA BACIA DO TEJO . . . . .	39
I — PALEOGÉNICO . . . . .	45
1 — Descrição geológica . . . . .	45
2 — Estudo sedimentológico . . . . .	49
3 — Os depósitos de fácies paleogénica de Colares e de Almargem do Bispo . . . . .	61
4 — Os «grés avermelhados de Carvalhais» . . . . .	62
II — MIOCÉNICO . . . . .	63
A — <i>Complexo detritico</i> . . . . .	63
a — Miocénico detritico de fácies pseudo-siderolítica . . . . .	64
1 — Descrição geológica . . . . .	64
2 — Estudo sedimentológico . . . . .	65
b — Miocénico detritico de carácter arcósico . . . . .	69
1 — O problema do chamado «Pliocénico de Santarém» . . . . .	69
2 — Descrição geológica . . . . .	70
3 — Estudo sedimentológico . . . . .	71
B — <i>Complexo lacustre</i> . . . . .	76
a — Depósitos essencialmente calcários . . . . .	76
1 — Descrição geológica . . . . .	76
2 — Estudo sedimentológico . . . . .	81
b — Formações argilo-margosas da região de Tomar . . . . .	87
1 — Descrição geológica . . . . .	87
2 — Estudo sedimentológico . . . . .	87
C — <i>Algumas observações sedimentológicas sobre o Miocénico de Lisboa</i> . . . . .	90

	PÁG.
III — PLIO-PLISTOCÉNICO . . . . .	94
1 — Descrição geológica . . . . .	94
2 — Estudo sedimentológico . . . . .	97
A — Depósitos de fácies fluvial . . . . .	97
B — Depósitos com areias eolizadas . . . . .	104
CAPÍTULO IV — ALGUMAS OBSERVAÇÕES GEOLÓGICAS E SEDIMENTOLÓGICAS NA PENÍNSULA DE SETÚBAL . . . . .	113
I — PALEOGÉNICO . . . . .	113
1 — Observações geológicas . . . . .	113
2 — Estudo sedimentológico . . . . .	114
II — MIOCÉNICO SUPERIOR . . . . .	118
A — <i>Tortoniano e «complexo de Sobreda»</i> . . . . .	118
B — <i>Formações vermelhas, com calhaus mal rolados</i> . . . . .	122
1 — Observações geológicas . . . . .	122
a — «Formações vermelhas de Flamengo e Lage» . . . . .	122
b — «Formações vermelhas de Gamita e Vale do Grou» . . . . .	123
c — Formações vermelhas de Marco Furado (Coína), Ruivos (Quinta do Anjo) e Formas (Moita) . . . . .	124
2 — Estudo sedimentológico . . . . .	125
III — PLIO-PLISTOCÉNICO . . . . .	128
1 — Descrição e estudo sedimentológico de alguns cortes geológicos . . . . .	128
a — Na arriba, a sul de Foz do Rego . . . . .	129
b — Na arriba, 1 km a sul de Fonte da Telha . . . . .	131
c — Na arriba, 1 km a norte da lagoa de Albufeira . . . . .	134
d — S. Simão (Alfeite) . . . . .	135
e — Paio Pires . . . . .	136
f — Areiro situado 1 km a S 20° W de Apostiça . . . . .	138
g — Areias finas com calhaus rolados da região de Coína . . . . .	139
2 — Considerações sobre os depósitos plio-pleistocénicos da península de Setúbal . . . . .	143

	Pag.
CAPÍTULO V — DEPÓSITOS TERCIÁRIOS DA MARGEM ESQUERDA DA BACIA DO TEJO . . .	151
I — CONSIDERAÇÕES GERAIS . . . . .	151
1 — Estado actual dos conhecimentos geológicos . . . . .	151
2 — Limites da região e breves considerações sobre a morfologia . . .	153
3 — Enquadramento geológico e morfológico da região . . . . .	155
II — UNIDADES GEOLÓGICAS . . . . .	156
A — <i>Complexo atapulgítico</i> . . . . .	156
1 — Descrição geológica . . . . .	156
2 — Estudo sedimentológico . . . . .	157
B — <i>Complexo montmorionítico</i> . . . . .	162
1 — Descrição geológica . . . . .	162
2 — Estudo sedimentológico . . . . .	166
C — <i>Complexo ilito-caulinítico</i> . . . . .	172
1 — Descrição geológica . . . . .	172
2 — Estudo sedimentológico . . . . .	173
III — VISÃO DE CONJUNTO E ESBOÇO DE INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS SEDI- MENTOLÓGICOS . . . . .	179
Composição fundamental . . . . .	179
Granulometria . . . . .	180
Teor de feldspato . . . . .	180
Morfoescopia dos grãos de quartzo . . . . .	180
Minerais pesados . . . . .	181
Minerais argilosos . . . . .	181
Elementos detriticos grosseiros . . . . .	181
Dolomimetria . . . . .	181
IV — BREVE APONTAMENTO SOBRE OS CALCÁRIOS QUATERNÁRIOS DE CANO . . .	189
CAPÍTULO VI — OS DEPÓSITOS TERCIÁRIOS SITUADOS A NORTE DO TEJO, ENTRE CONS- TÂNCIA E VILA VELHA DE RÓDÃO . . . . .	191
CONSIDERAÇÕES FINAIS . . . . .	197
ÍNDICE DAS LOCALIDADES REFERIDAS NO TEXTO . . . . .	211

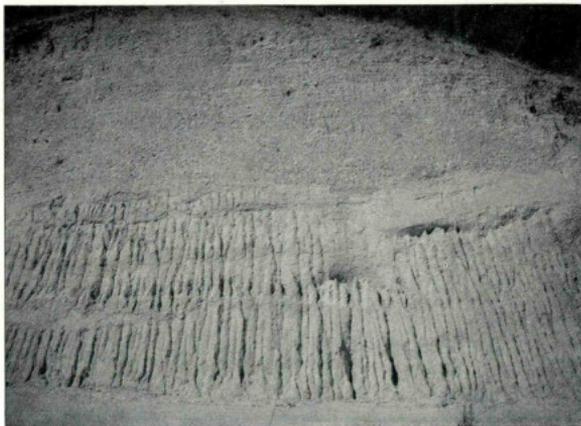


Fig. 1 — Arenitos conglomeráticos do complexo ilito-caulinítico que abarranca arenitos arcóscicos do complexo montmorilonítico. Estrada de Ponte Sor a Galveias.

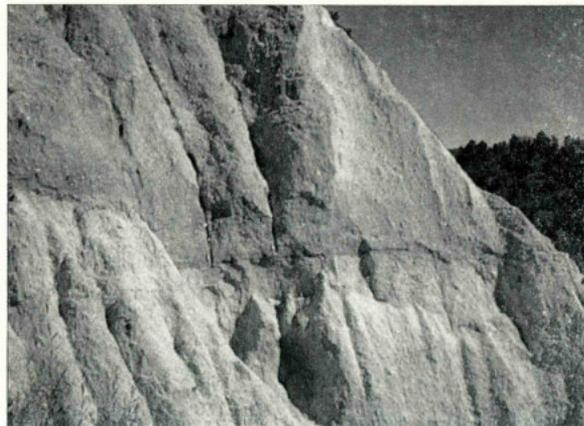


Fig. 2 — Outro aspecto da mesma sobreposição.

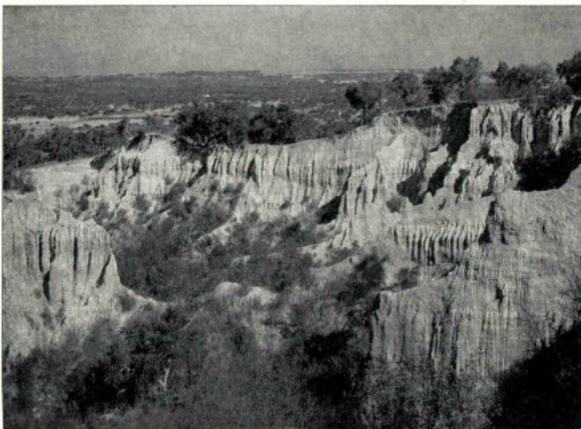


Fig. 3 — Aspecto de erosão nos depósitos detritivos de Monte do Freixo (Galveias). Arenitos arcóscicos, na base, e arenitos conglomeráticos, no topo.

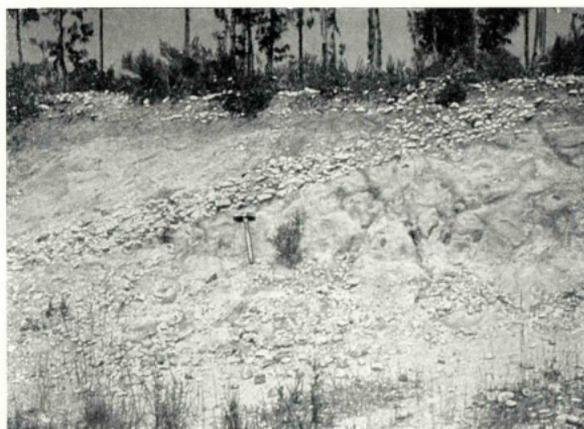


Fig. 4 — Arenitos do complexo ilito-caulinítico com lenticulas conglomeráticas. Chouto (Chamusca).

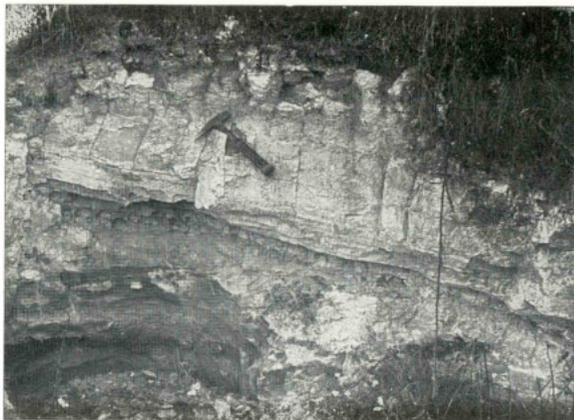


Fig. 1 — Camada de diatomito sobre areias brancas de Amieira (península de Setúbal). Plio-pleistocénico.

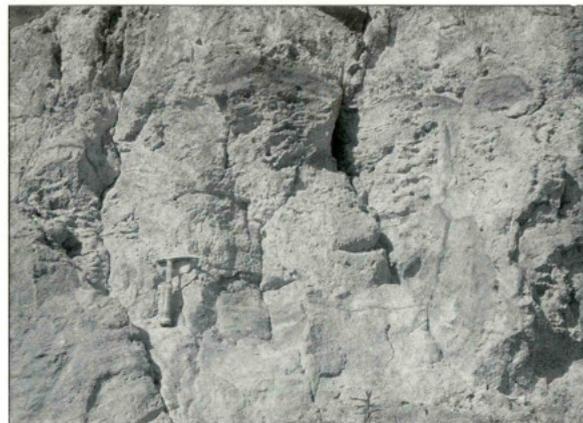


Fig. 2 — Formações vermelhas de Marco Furado, com concentrações de hematite.

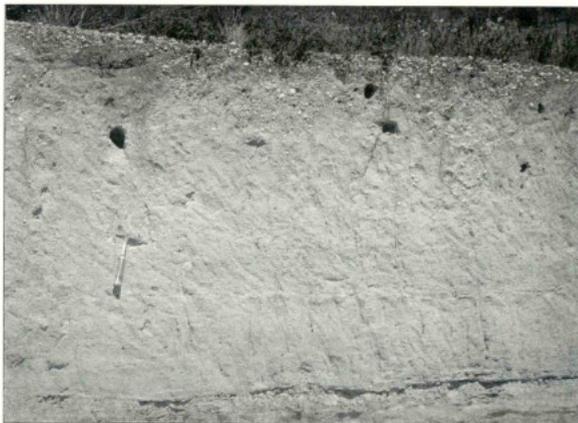


Fig. 3 — Areias finas argilosas da região de Apostiça (península de Setúbal). Plio-pleistocénico.

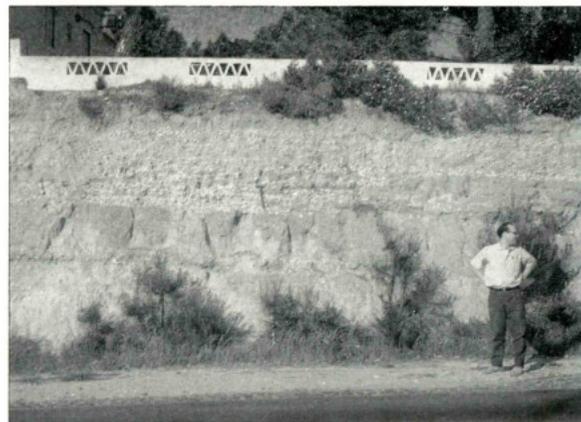


Fig. 4 — Leitos conglomeráticos da região de Amora (península de Setúbal). Plio-Pleistocénico.



Fig. 1 — Nivel conglomerático com calhaus do maciço eruptivo de Sintra e da região de Lisboa. Fonte da Telha (península de Setúbal). Pliocénico.



Fig. 2 — Pormenor dos leitos de calhaus bem rolados da região de Amora (península de Setúbal). Plio-pleistocénico.



Fig. 1 — Calcários da Senhora das Necessidades, Setúbal. Paleogénico.

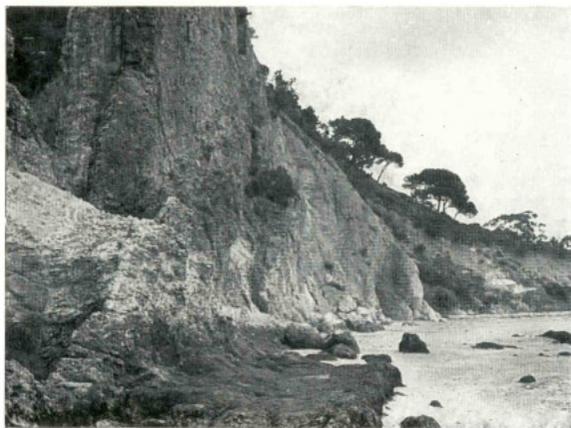


Fig. 2 — Calcários e conglomerados de Albarquel, Setúbal. Paleogénico. As camadas estão quase verticais.

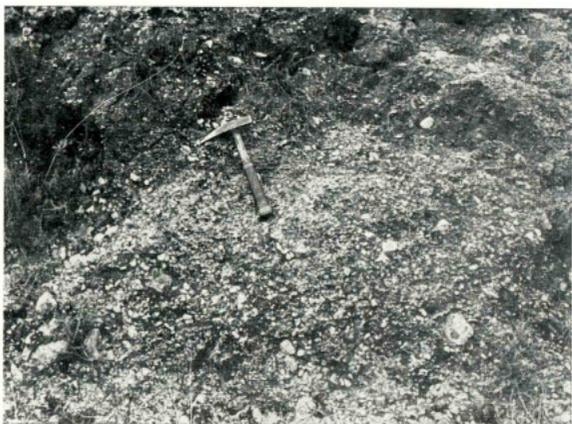


Fig. 3 — Conglomerados de Casal do Bispo, Vila Nogueira de Azeitão. Paleogénico.

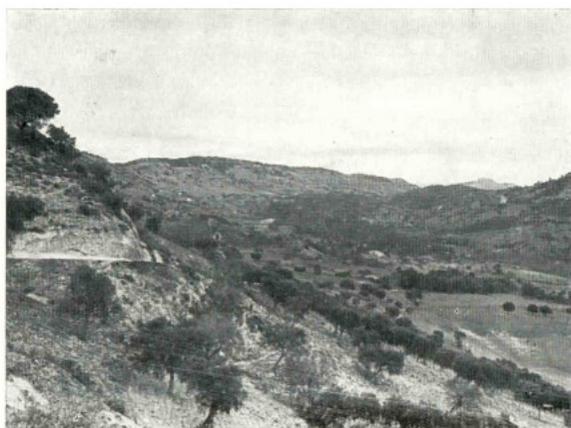


Fig. 4 — Calcários da Senhora das Necessidades. Paleogénico. Ao fundo, a cornija miocénica que se prolonga até Palmela.

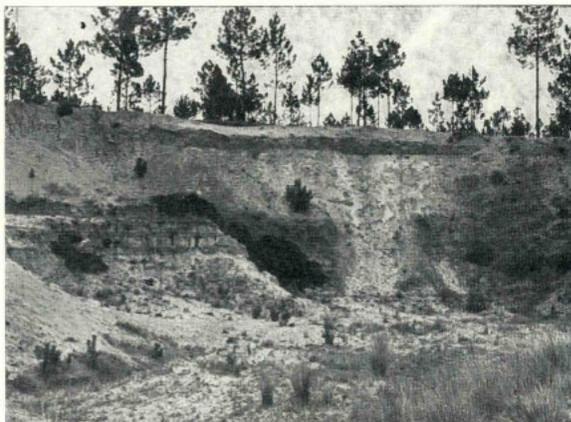


Fig. 1 — «Areias brancas» de Apostiça (península de Setúbal).  
Plio-pleistocénico.



Fig. 2 — Arenito ferruginoso de Pedra Furada, Setúbal  
Plio-pleistocénico.



Fig. 3 — Brecha calcária de Carregueira, Tomar.  
Miocénico lacustre.



Fig. 4 — Arenito conglomerático de Moitas de Baixo, Minde.  
Miocénico detritico de fácies pseudo-siderolítica.

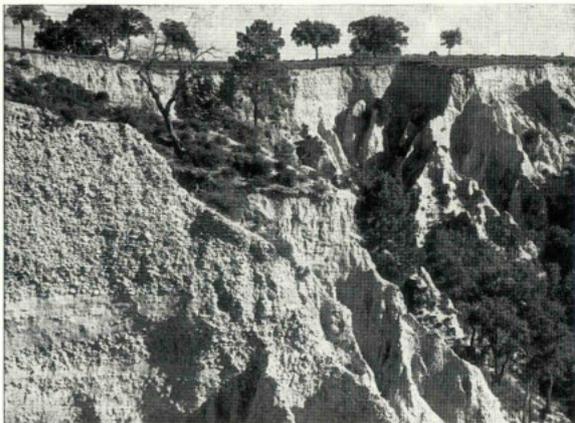


Fig. 1 — Conglomerados e arenitos de Almeirim. Plio-pleistocénico.  
(Foto de C. Teixeira).

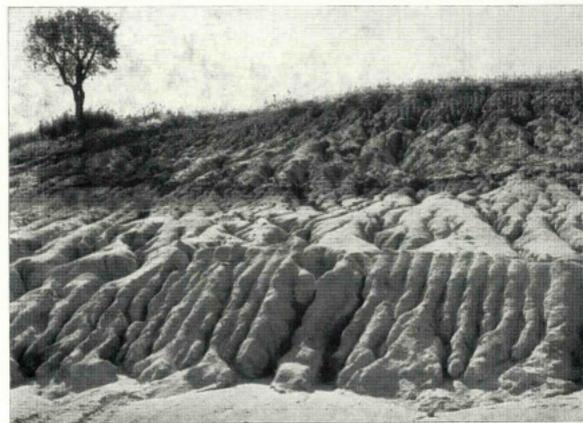


Fig. 2 — Arenitos e argilitos de Azambuja. Plio-pleistocénico.

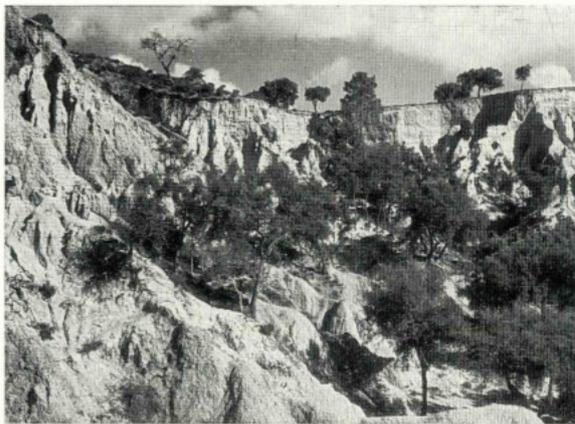


Fig. 3 — Arenitos e conglomerados de Almeirim. Plio-pleistocénico.  
(Foto de C. Teixeira).

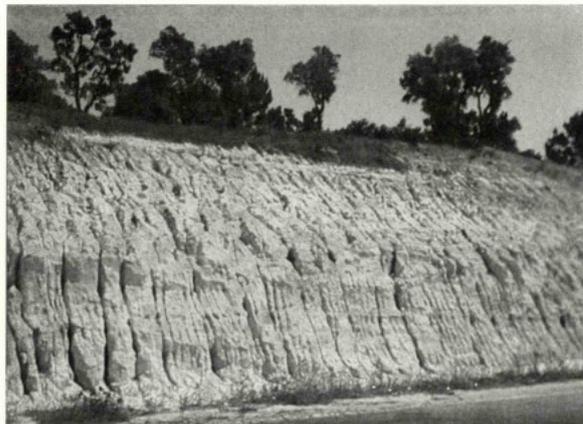


Fig. 4 — Arenitos, argilitos e cascalheiras de Azambuja  
Plio-pleistocénico.



Fig. 1 — Exploração das «areias brancas» de Rio Maior. Plio-pleistocénico. (Foto de C. Romariz).



Fig. 2 — Diatomitos (à esquerda) e «areias brancas» de Serra do Melo, Tomar. Plio-pleistocénico.

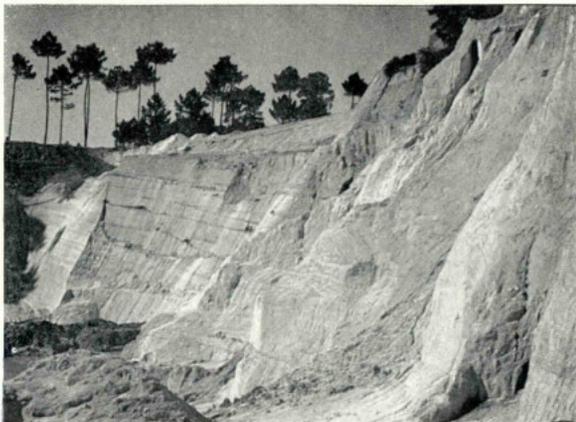


Fig. 1 — Outro aspecto da exploração de «areias brancas» de Rio Maior. Plio-pliocénico.



Fig. 2 — Trincheira da estrada junto à barragem de Montargil. Xistos negros com filonetes e filões de quartzo. Os elementos subangulosos de quartzo, abundantes nos depósitos ante-pliocénicos da região, provieram, em parte, do desmantelamento destas rochas.

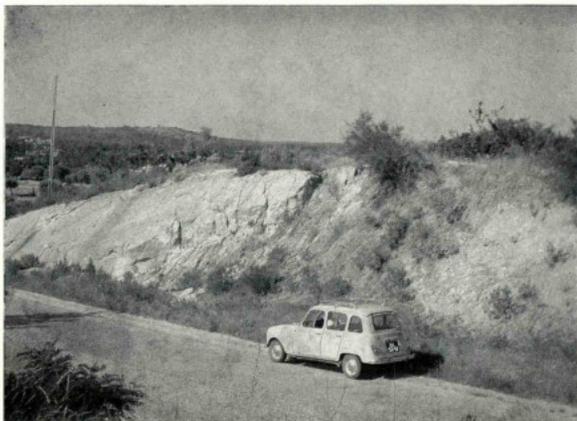


Fig. 3 — Montargil trincheira na estrada para Ponte de Sor. Da direita para a esquerda (S para N): depósitos margosos atapulgíticos, depósitos detriticos montmoriloníticos (zona de arbustos) e arenitos conglomeráticos do complexo superior.

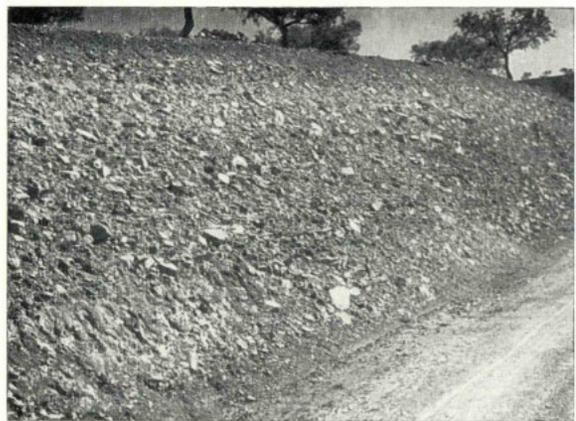


Fig. 4 — Brecha de vertente, consolidada. Taberna Seca, Vila Velha de Ródão. Pliocénico.

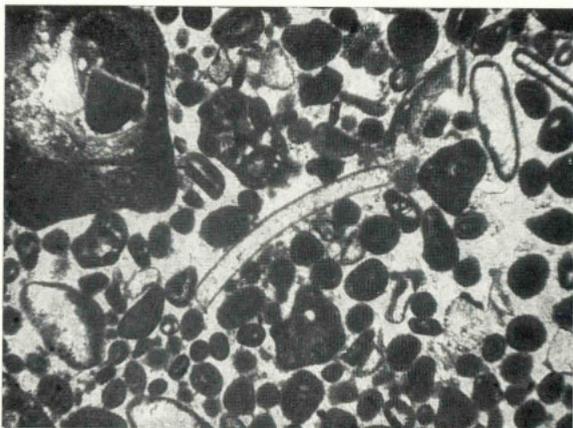


Fig. 1 — Calcarenito oolítico. Jurássico. Fungalvaz, Tomar (20 X).  
(Foto de C. Romariz)

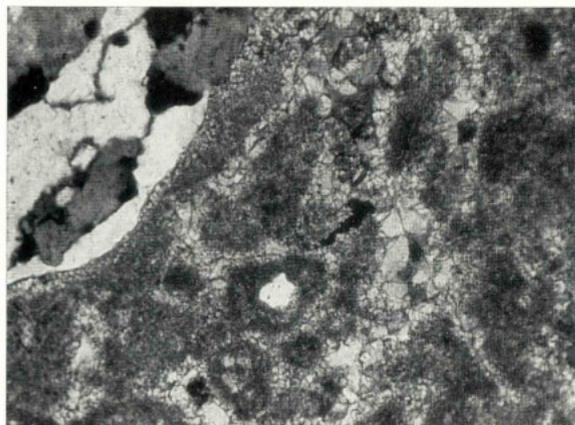


Fig. 2 — Calcário microgranular silicificado. Complexo atapulgitico  
(Paleogénico). Vendas Novas (80 X). (Foto de C. Romariz).

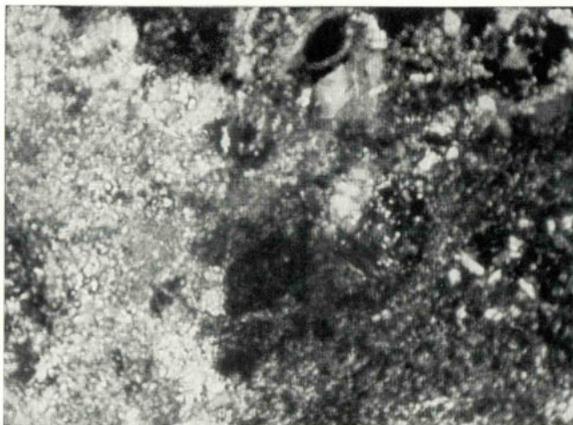


Fig. 3 — Calcarenito oolítico, parcialmente recristalizado e silicificado.  
Paleogénico. Serra de Baixo, Tomar (80 X). (Foto de C. Romariz).

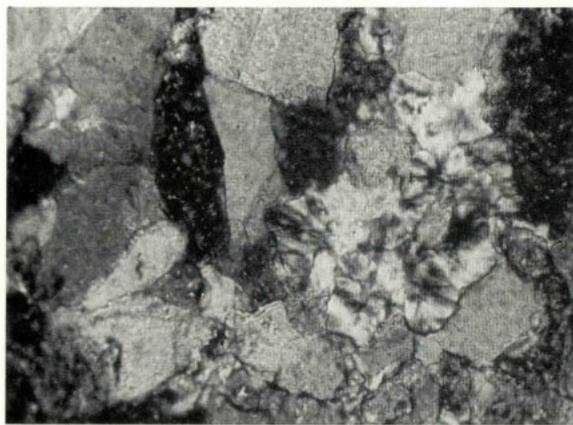


Fig. 4 — Calcarenito oolítico, parcialmente recristalizado e silicificado.  
Paleogénico. Serra de Baixo, Tomar (80 X). (Foto de C. Romariz).

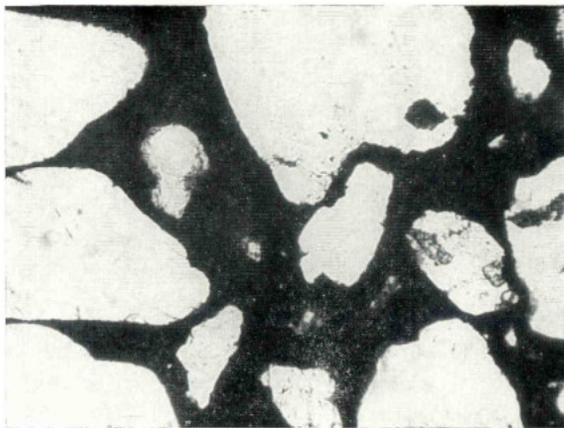


Fig. 1 — Arenito com cimento hematítico. Formações vermelhas de Marco Furado, Coima. (80 X). (Foto de C. Romariz).

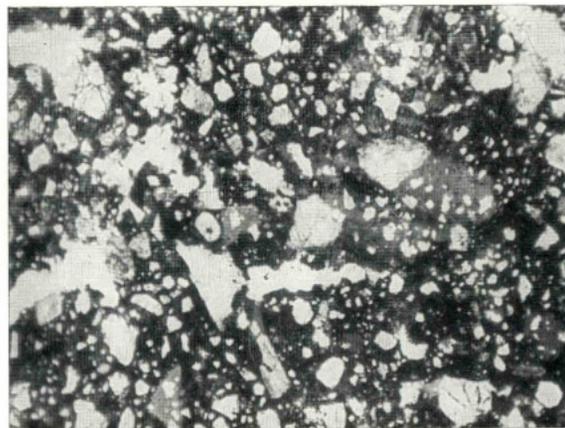


Fig. 2 — Calcário microgranular arenítico (quartzo, ortose, microclina, plagioclase). Complexo atapulgitico (Paleogénico). Avis. (20 X). (Foto de C. Romariz).



Fig. 3 — Calcarenito oolítico. Miocénico lacustre. Tomar. (20 X). (Foto de C. Romariz).



Fig. 4 — Calcarenito oolítico. Miocénico lacustre. Tomar. (80 X). (Foto de C. Romariz).



Atapulgitic de Assentiz. Torres Novas. (32 000 X).

(Fotografia obtida ao microscópio electrónico  
por Luis M. C. S. Lima).

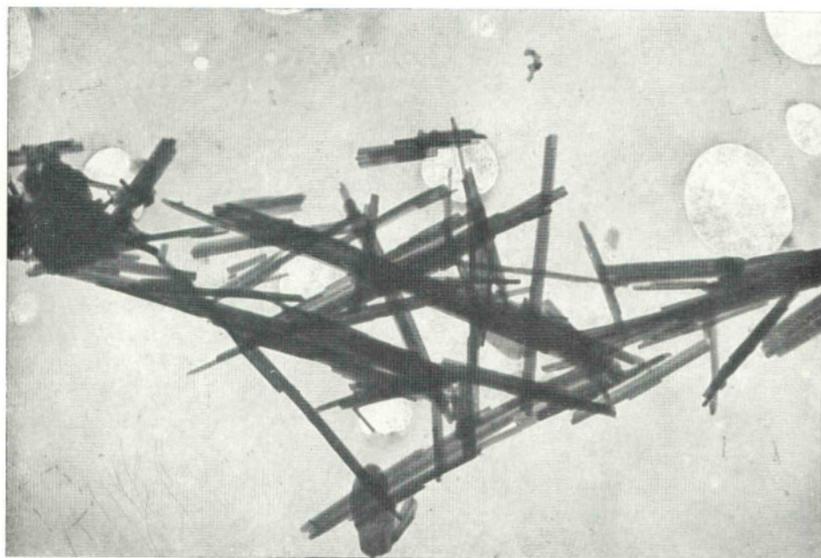


Fig. 1 — Atapulgitic de Assentiz, Torres Novas. (32 000  $\times$ ).

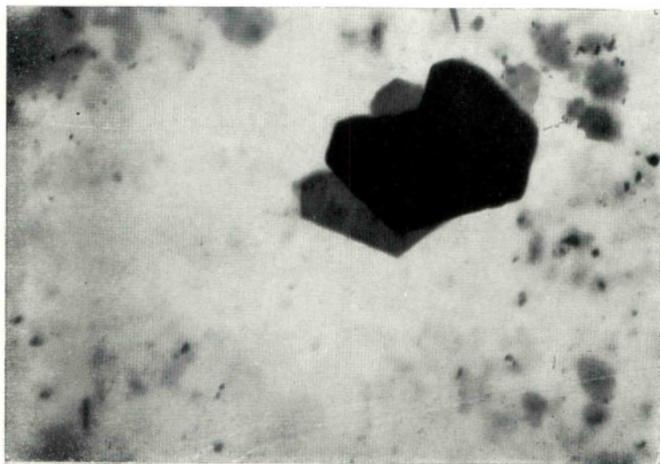
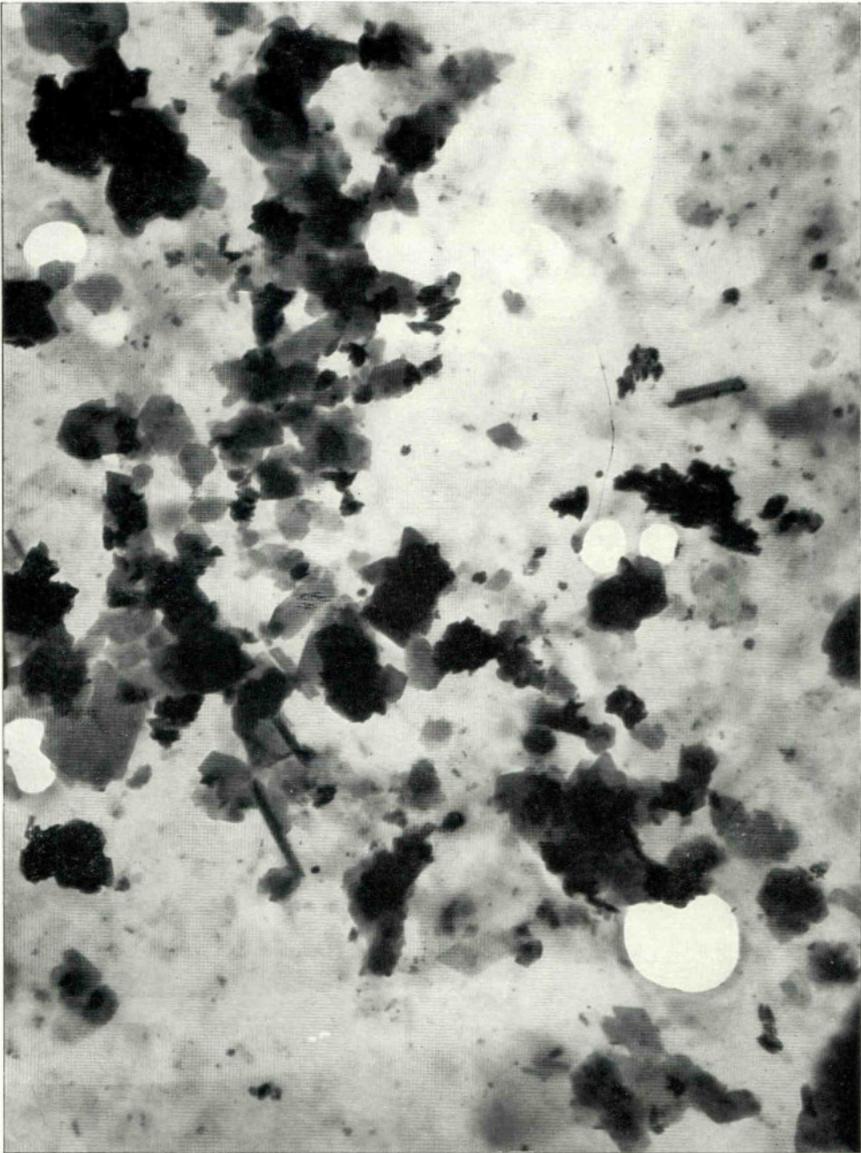


Fig. 2 — Caulinite de Coima. (32 000  $\times$ ).

(Fotografias obtidas ao microscópio electrónico por Luis M. C. S. Lima).



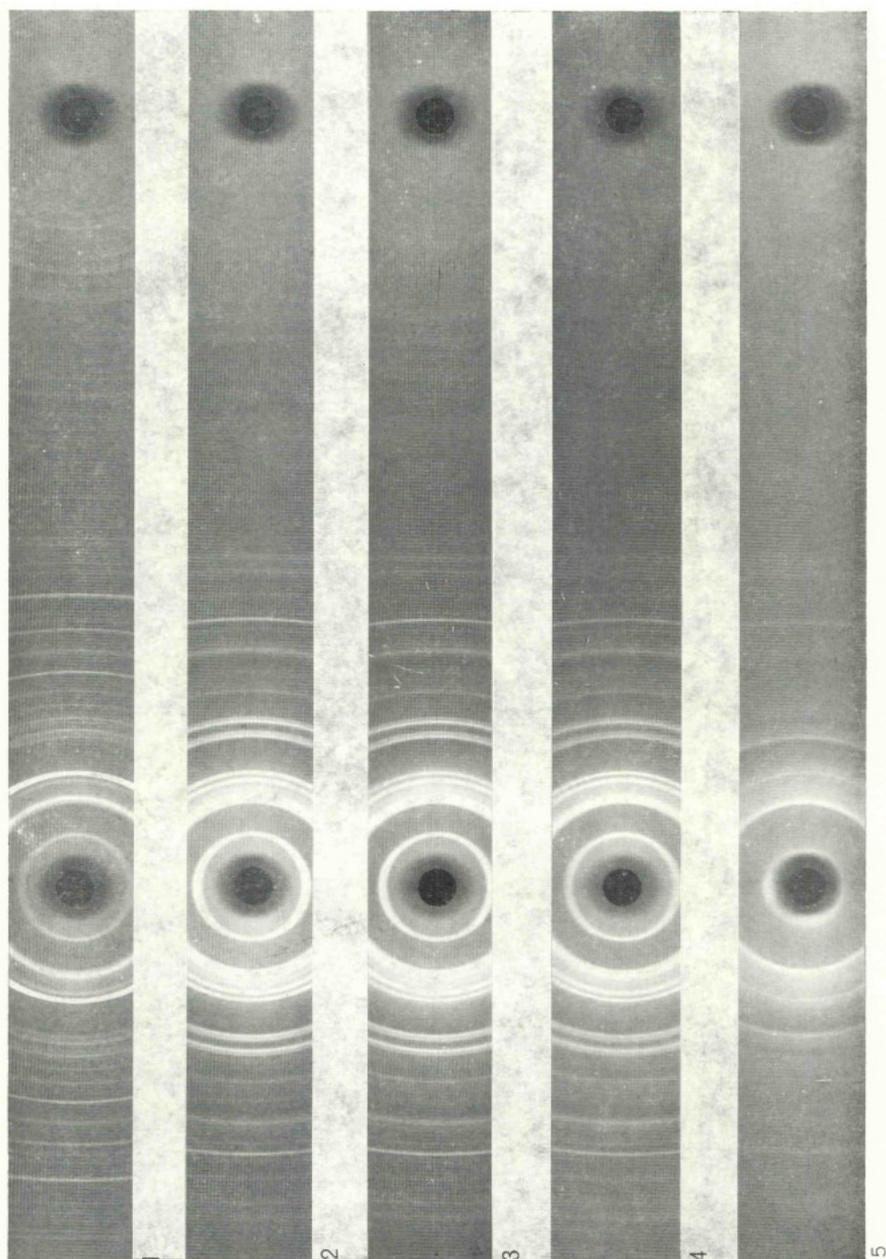
Caulinite e alguma haloisite das «areias de Coia». (32 000  $\times$ ).

(Fotografia obtida ao microscópio electrónico  
por Luís M. C. S. Lima).

#### ESTAMPA XIV

- 1 — Caulinite do Pliocénico de Vale de Figueiras, Tomar. Amostra 310-36.
- 2 — Caulinite do «Belasiano» de Outeiros Rachados, Tomar. Amostra 310-6a.  
Amostra 446-7.
- 3 — Caulinite do Cretácico inferior de Sesimbra.
- 4 — Caulinite das areias plio-pleistocénicas de Coima. Amostra 442-27.
- 5 — Ilite do complexo illito-caulinítico de Ponte de Sor. Após aquecimento a 530° C.  
Amostra 356-11.

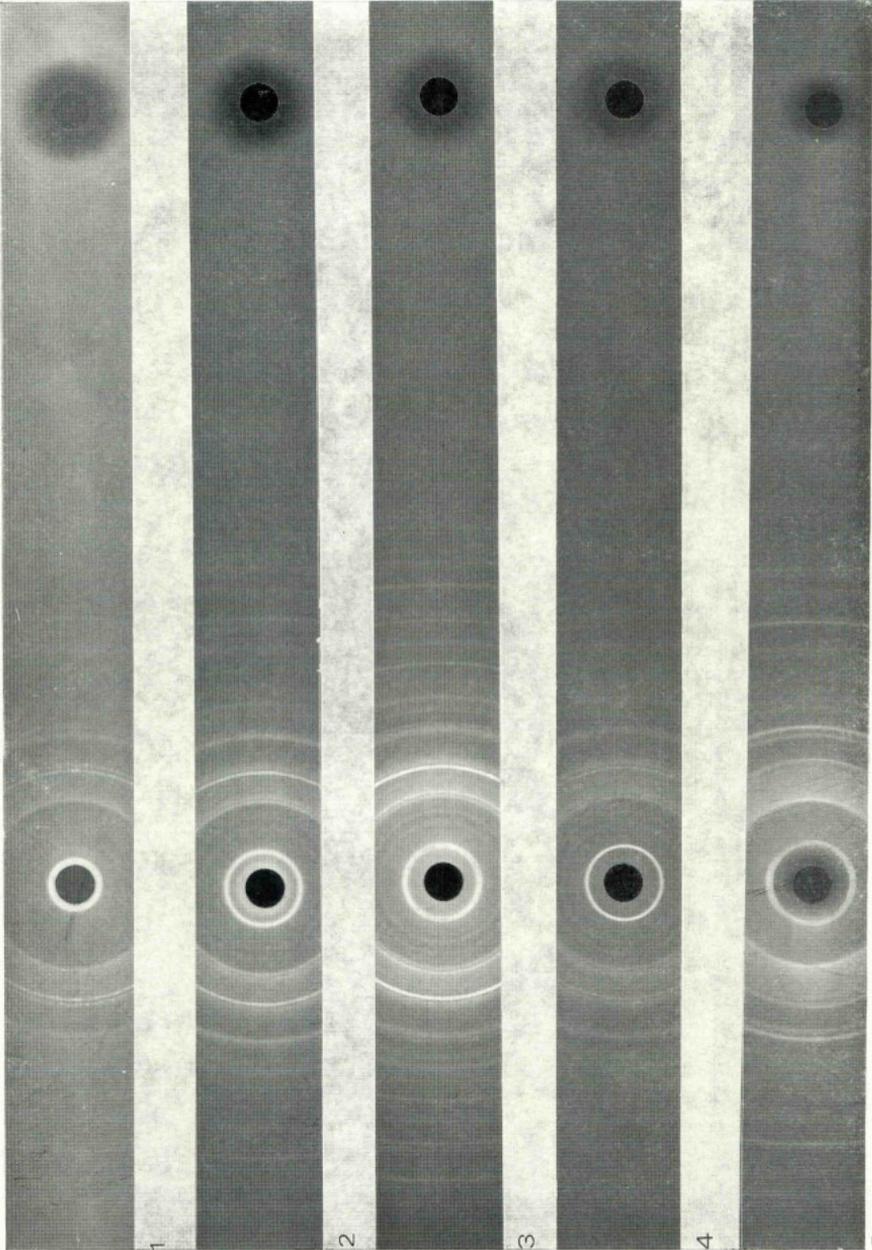
(Radiação  $k/\alpha$  do cobre, obtida a 25 mA e 40 kV,  
1 hora de exposição).



## ESTAMPA XV

- 1 — Montmorilonite e vestígios de atapulgite. Complexo atapulgítico. Vendas Novas. Amostra 446-7.
- 2 — Atapulgite. Complexo atapulgítico. Chança. Amostra 357-65.
- 4 — Atapulgite. «Complexo de Benfca». Paia, Lisboa. Amostra 417-9.
- 3 — Atapulgite. Vale de Paio, Ponte de Sor. Amostra 356-67.
- 5 — Talco. Complexo montmorilonítico. Torre do Sepúlveda, Galveias. Amostra 368-11.

(Radiação  $k/\alpha$  do cobre, obtida a 25 mA e 40 kV, 1 hora de exposição).

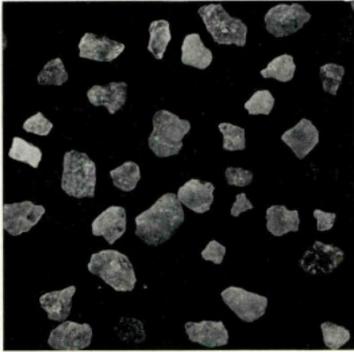


## ESTAMPA XVI

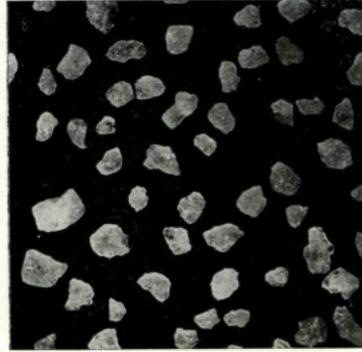
Grãos de quartzo sub-rolados e subangulosos de:

- 1—Pliocénico de Outeiros Rachados, Tomar. Amostra 310-12.
- 2—«Belasiano» de Outeiros Rachados, Tomar. Amostra 310-6.
- 3—Complexo lilito-caulinítico de Bufão, Ponte de Sor. Amostra 356-70.
- 4—Miocénico detritico de fácies pseudo-siderolítica. Outeiros Rachados, Tomar. Amostra 310-62.
- 5—Pliocénico de Vale de Figueiras, Tomar. Amostra 310-36.
- 6—Formações vermelhas de Marco Furado, Coima. Amostra 443-9. Alguns destes grãos apresentam-se colizados.

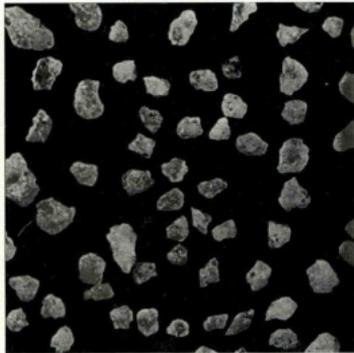
(O material corresponde à fracção de 1-0,5 mm).



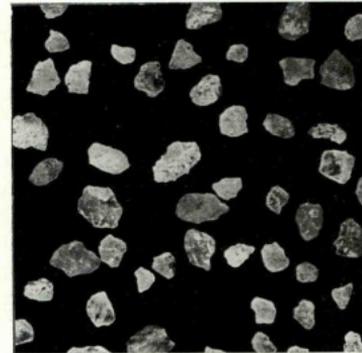
1



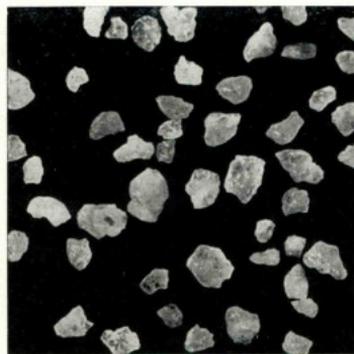
2



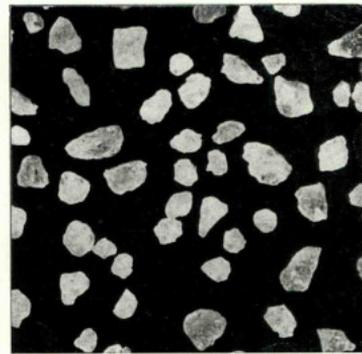
3



4



5

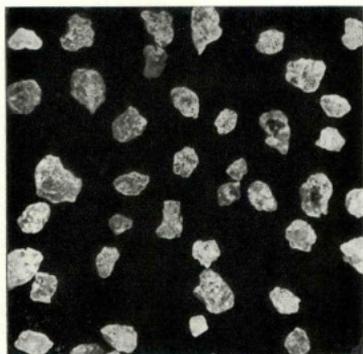


6

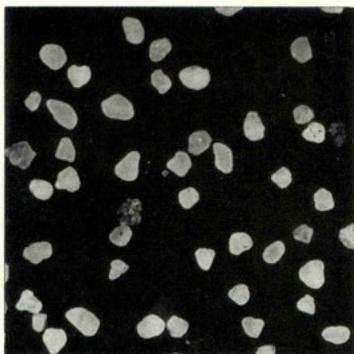
## ESTAMPA XVII

- 1 — Grãos sub-rolados e subangulosos (SR e SA). Paleogénico de Monsanto, Alcanena. Amostra 328-9.
- 2 — Grãos redondos baços, eolizados (RM). Plio-plistocénico de Mem Martins. Amostra 416-1.
- 3 — Grãos sub-rolados e subangulosos (SR e SA). Paleogénico de Paiã, Lisboa. Amostra 417-9.
- 4 — Grãos redondos baços, eolizados (RM). Areias plio-plistocénicas de Coina. Amostra 442-27.
- 5 — Grãos subangulosos e angulosos (SA e A). Complexo montmorilonítico. Chança. Amostra 357-66.
- 6 — Grãos rolados e sub-rolados brilhantes (RE e SRE). Miocénico lacustre de Fungalvaz, Tomar. Amostra 310-82.

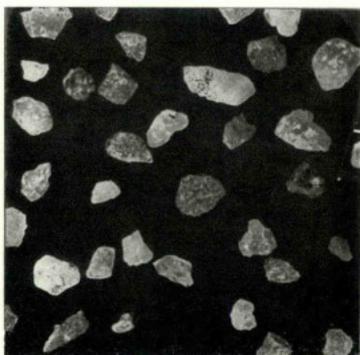
(O material corresponde à fracção de 1-0,5 mm).



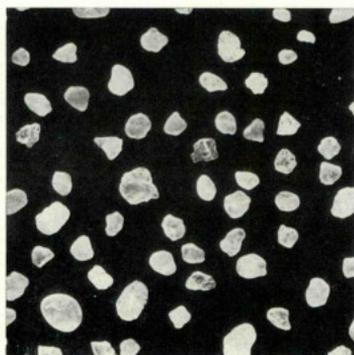
1



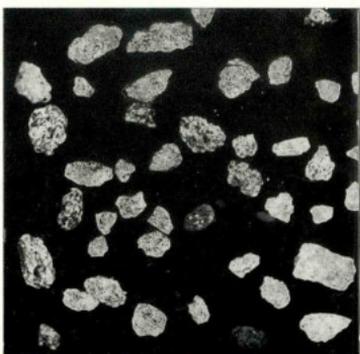
2



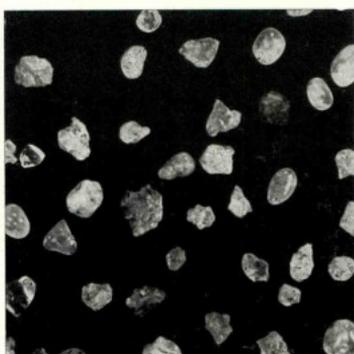
3



4



5



6

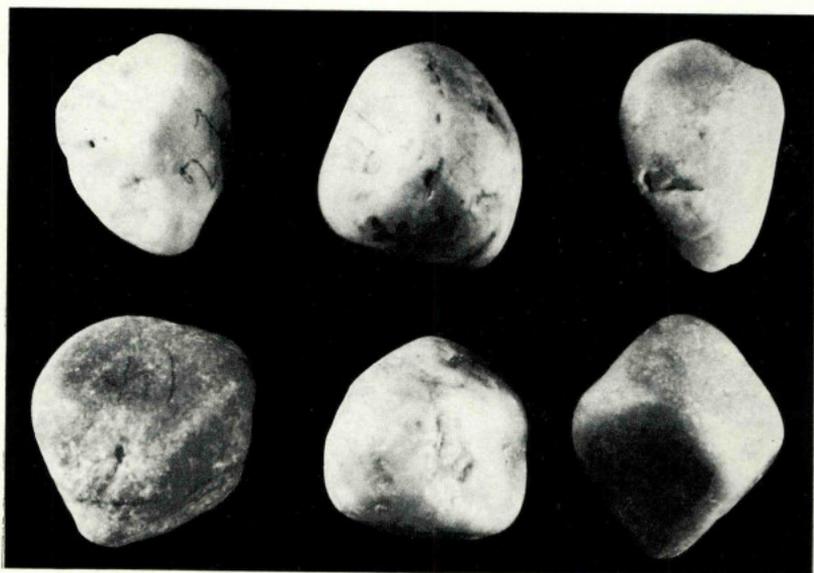


Fig. 1 — Calhaus sub-rolados do Cretácico inferior («Belasiano») de Carregueira, Tomar. Amostra 310-23.

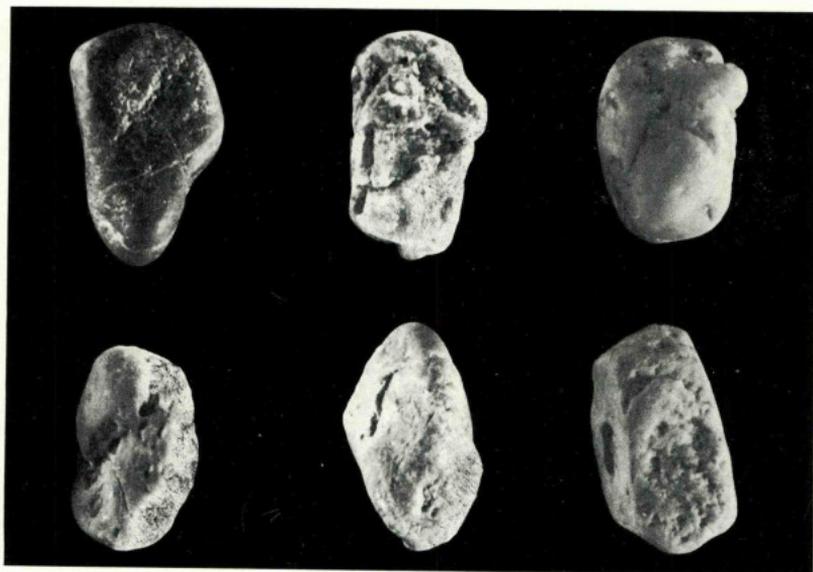


Fig. 2 — Calhaus sub-rolados e subangulosos do Miocénico de Senhora da Guia, Santarém. Amostra 352-4.

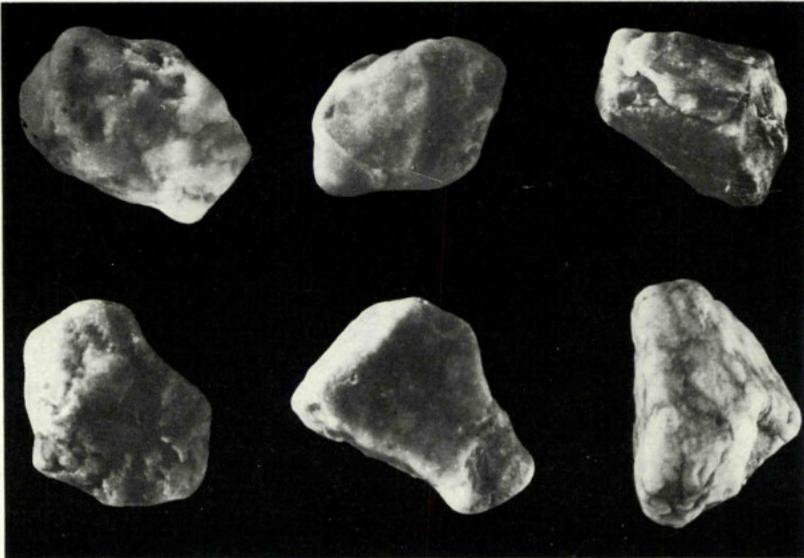


Fig. 1 — Calhaus subangulosos das Formações vermelhas de Marco Furado, Coima. Amostra 443-8.

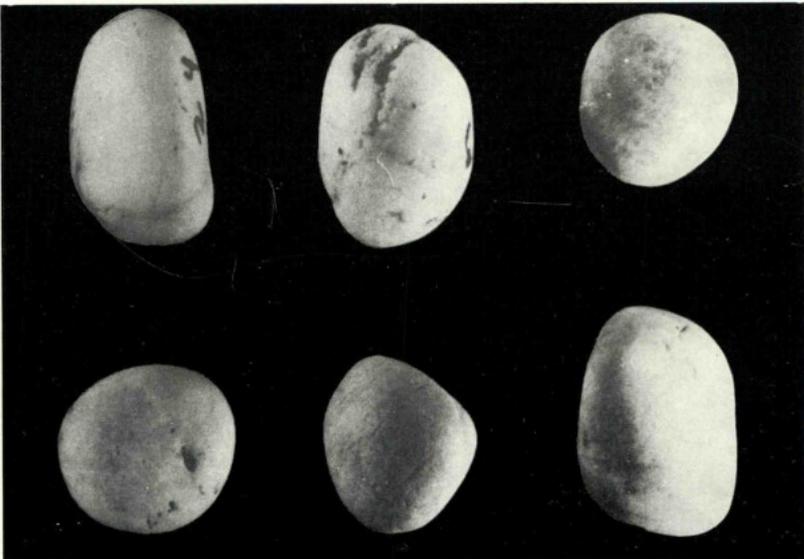


Fig. 2 — Calhaus rolados dos depósitos plio-pleistocénicos da península de Setúbal. Palo Pires. Amostra 442-29.

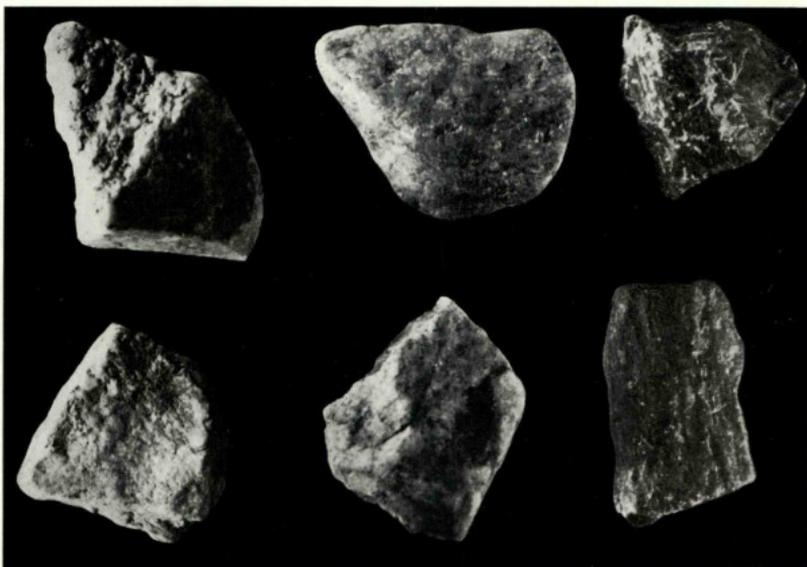


Fig. 1 — Calhaus angulosos e subangulosos do complexo montmorilonítico da região oriental da bacia do Tejo. Chança. Amostra 357-53.

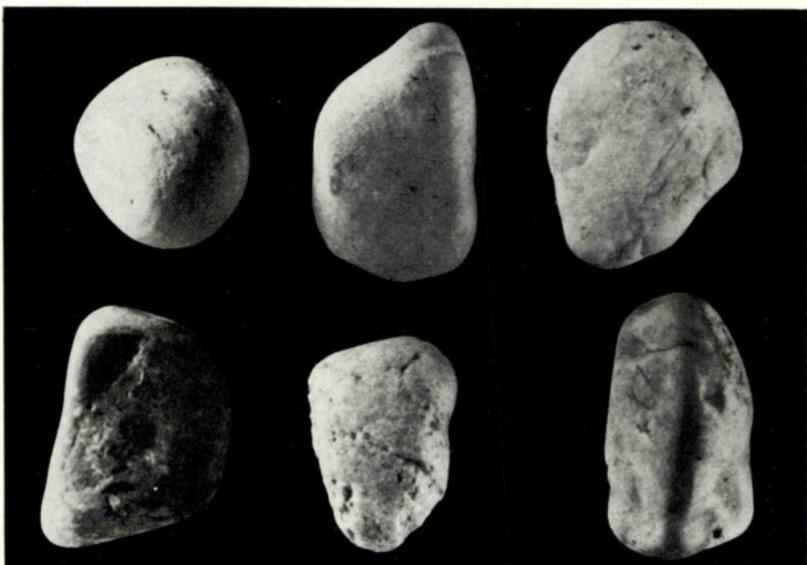


Fig. 2 — Calhaus rolados e sub-rolados do complexo ilito-caulinítico da mesma região. Ponte de Sor. Amostra 356-24.

## MEMÓRIAS DA COMISSÃO GEOLÓGICA DE PORTUGAL (1857-1869)

- 1865 — GOMES, B. A. — *Vegetais fósseis: — Flora fóssil do terreno carbonífero das vizinhanças do Porto, Serra do Bussaco e Moinho d'Ordem, próximo de Alcaçer do Sal.* 46 p., 6 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1865 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Da existência do homem em épocas remotas no valle do Tejo: — Notícia sobre os esqueletos humanos descobertos no Cabeço da Arruda.* 40 p., 7 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1866 — RIBEIRO, C. — *Estudos geológicos: — Descrição do terreno quaternário das bacias dos rios Tejo e Sado.* 164 p., 1 carta (Com versão francesa por Dalhuny). Esgotado.
- 1866-67 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Molluscos fósseis: — Gastropodes dos depositos terciários de Portugal.* 2 fasc., 263 p., 28 est. (Com versão francesa por Dalhuny). Esgotado.
- 1867 — NERY DELGADO, J. E. — *Estudos geológicos: — Da existência do homem no nosso solo em tempos mui remotos provada pelo estudo das cavernas: — Notícia acerca das grutas de Cesareda.* 133 p., 3 est. (Com versão francesa por Dalhuny). Esgotado.
- 1867 — RIBEIRO, C. — *Estudos geológicos: — Memoria sobre o abastecimento de Lisboa com aguas da nascente e agua de rio.* 119 p. Esgotado.
- 1868 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Monumentos prehistoricos: — Descrição de alguns dolmens ou antas de Portugal.* 97 p., 3 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

## MEMÓRIAS DA SECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1869-1886)

- 1871 — RIBEIRO, C. — *Descrição de alguns silex e quartzites lascados encontrados nas camadas dos terrenos terciário e quaternário das bacias do Tejo e Sado.* 57 p., 10 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1876 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozoicos de Portugal: — Sobre a existência do terreno siluriano no Baixo Alentejo.* 35 p., 2 est., 1 carta (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1878 — RIBEIRO, C. — *Estudos prehistoricos em Portugal: — Notícia de algumas estações e monumentos prehistoricos.* 1.º vol., 72 p., 21 est. (Com tradução em franugal. 51 p., 29 est. Esgotado.
- 1880 — Idem, 2.º vol., 86 p., 7 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1880 — CHOFFAT, P. — *Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal: — Le Lias et le Dogger au Nord du Tage.* XII + 72 p.
- 1881 — VASCONCELLOS PEREIRA CABRAL, F. A. DE — *Estudos de depositos superficiais da bacia do Douro.* 88 p., 3 est.
- 1881 — HEER, O. — *Contribution à la flore fossile du Portugal.* 51 p., 29 est. Esgotado.
- 1885 — CHOFFAT, P. — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. Première étude: — Contrées de Cintra, Bellas et de Lisbonne.* 76 p., 3 est. Esgotado.
- 1885 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozoicos de Portugal. Estudo sobre os Bilobites e outros fósseis das quartzites da base do systema silurico de Portugal.* 111 p., 43 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1886 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. I: — Espèces nouvelles ou peu connues.* 1ère série, 40 p., 18 est. Esgotado.

## MEMÓRIAS DA COMISSÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1886-1892)

- 1885-88 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal: — Mollusques lamellibranches. Deuxième ordre. Asiphonidae.* 1ère et 2ème livraison, 76 p., 19 est. Esgotado.
- 1887-88 — LORIOL, P. DE — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. II: — Description des Echinodermes.* 2 fasc., 124 p., 22 est. Esgotado.
- 1887-88 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozoicos de Portugal: — Estudo sobre os Bilobites e outros fósseis das quartzites da base do systema silurico de Portugal. Suplemento —* 76 p., 12 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1888 — LIMA, W. DE — *Flora fóssil de Portugal: — Monografia do genero Dicranophyllum (Systema carbonico).* 14 p., 3 est. (Com tradução em francês). Esgotado.
- 1889 — CHOFFAT, P. — *Étude géologique du tunnel du Rocio. Contribution à la connaissance du sous-sol de Lisbonne. Avec un article paléontologique par J. C. BERKELEY COTTER et un article zoologique par ALBERT GIRARD.* 106 p., 7 est. Esgotado.
- 1890-91 — LORIOL, P. DE — *Description de la faune jurassique du Portugal: — Embranchement des Echinodermes.* 179 p., 29 est. Esgotado.
- 1892 — NERY DELGADO, J. F. — *Fauna silurica de Portugal: — Descrição de uma forma nova de Trilobite, Lichas (Urallichas) ribeiroi.* 31 p., 6 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

## MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1892-1899)

- 1893 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal: — Classe des Cephalopodes. 1ère série. Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras.* 82 p., 20 est. Esgotado.
- 1893 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal: — Mollusques lamellibranches. Premier ordre. Siphonida.* 1ère livraison, 30 est. Esgotado.
- 1894 — SAPORTA, M. — *Flore fossile du Portugal: — Nouvelles contributions à flore mésozoïque. Accompagnées d'une notice stratigraphique par PAUL CHOFFAT.* 288 p., 40 est. Esgotado.
- 1896 — LORIOL, P. DE — *Description des Echinodermes tertiaires du Portugal. Accompagnée d'un tableau stratigraphique par J. C. BERKELEY COTTER.* 50 p., 13 est. Esgotado.
- 1897 — NERY DELGADO, J. F. — *Fauna silurica de Portugal: — Novas observações acerca de Lichas (Urallichas) ribeiroi.* 35 p., 4 est. (Com tradução em francês). Esgotado.

- 1897-98 — SAUVAGE, H. E. — *Vertébrés fossiles du Portugal:—Contributions à l'étude des poissons et des reptiles du Jurassique et du Crétacique.* 48 p., 10 est. Esgotado.
- 1898 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal:—Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connues. 2ème série:—Les Ammonées du Bellasien des couches à Néolobites Vibrayanus, du Turonien et du Sénonien.* 46 p., 20 est. Esgotado.

### MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1899-1901)

- 1900 — CHOFFAT, P. — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal:—Deuxième étude:—Le Crétacique supérieur au Nord du Tage.* 287 p., 11 est. Esgotado.

### MEMÓRIAS DA COMISSÃO DO SERVIÇO GEOLÓGICO DE PORTUGAL (1901-1918)

- 1901-1902 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connues. 3ème série:—Mollusques du Sénonien à faciès fluvio-marin.* 18 p., 2 est.; 4ème série:—*Espèces diverses et table des quatre séries.* 67 p., 16 est. Esgotado.
- 1903 — CHOFFAT, P. — *Contributions à la connaissance géologique des colonies portugaises d'Afrique. I.—Le Crétacique de Conducia.* 31 p., 9 est. Esgotado.
- 1903-1904 — DOLLFUS, G. F., BERKELEY COTTER, J. C. & GOMES, J. P. — *Mollusques tertiaires du Portugal:—Planches de Céphalopodes, Gastéropodes et Pélécytopodes, laissées par F. A. PEREIRA DA COSTA, accompagnées d'une explication sommaire et d'une esquisse géologique.* 120 p., 1 quadro estratigráfico, 1 retrato e 27 est.
- 1904-1905 — KOPY, F. — *Description de la faune jurassique du Portugal:—Polypiers du Jurassique supérieur.* Avec notice stratigraphique par P. CHOFFAT. 168 p., 30 est. Esgotado.
- 1905 — CHOFFAT, P. — *Contribution à la connaissance géologique des colonies portugaises d'Afrique. II:—Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola.* 48 p., 4 est. Esgotado.
- 1907 — ROMAN, F. & TORRES, A. — *Le Néogène continental dans la basse vallée du Tage (rive droite).* Avec une note sur les empreintes végétales de Pernes par M. FLICHE. 109 p., 6 est. Esgotado.
- 1908 — CHOFFAT, P. — *Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrabida* 89 p., 10 est. Esgotado.
- 1908 — NERY DELGADO, J. F. — *Système silurique du Portugal:—Etude de stratigraphie paléontologique.* 247 p., 8 est., 1 quadro estratigráfico. Esgotado.
- 1909 — DOLLFUS, G. & BERKELEY COTTER, J. C. — *Mollusques tertiaires du Portugal:—Le Pliocène au Nord du Tage (Plaisancien). 1ère partie, Pelecipoda. Précédé d'une notice géologique.* 103 p., 9 est. Esgotado.
- 1910 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrains paléozoïques du Portugal:—Etude sur les fossiles des schistes à Néréites de San Domingos et des Schistes à Néréites et à Graptolites de Barrancos.* (Obra póstuma). 68 p., 51 est. Esgotado.
- 1911 — CHOFFAT, P. & BENSÁUDE, A. — *Études sur le séisme du Ribatejo du 23 avril 1909.* 156 p., 4 est., 2 cartas. Esgotado.
- 1912 — CHOFFAT, P. & BENSÁUDE, A. — *Estudos sobre o sismo do Ribatejo de 23 de abril de 1909.* (Versão do original francês). Esgotado.

### MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1918-1952)

- 1919 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *O terramoto do 1.º de Novembro de 1755 em Portugal e um estudo demográfico. Vol. I. Distritos de Faro, Béja e Évora.* p. 1 à 278, 7 est. Esgotado.
- 1919 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem, Vol. II. Distritos de Santarém e Portalegre.* p. 279 à 474, 5 est. Esgotado.
- 1928 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem. Vol. III. Distrito de Lisboa.* p. 475 à 950, 5 grav. e 6 est.
- 1932 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem. Vol. IV. Distritos de Leiria, Castelo Branco, Coimbra, Guarda, Aveiro e Vizeu.* p. 951 à 104 (Com uma notícia cronológica sobre o autor).
- 1937-38 — FREIRE DE ANDRADE, C. — *Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura.* 249 p., 7 esb. geol., 1 carta tectónica na escala de 1:1 000 000. (Com um sumário em inglês à parte).
- 1945 — TEIXEIRA, C. — *Nymphéacées fossiles du Portugal.* 13 p., 4 est.
- 1947 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal:—Brachiopodes.* 46 p., 19 est. (Publicação póstuma). (Coordenação e preâmbulo por C. TEIXEIRA).
- 1948 — TEIXEIRA, C. — *Flora mesozóica portuguesa. I.ª parte.* 119 p., 45 est.
- 1949 — RIBEIRO, C. — *Vues de la côte portugaise entre l'estuaire de la rivière de Maceira et Pedra do Frade à l'Ouest de Cesimbra.* 3 p., 13 est. Publicação póstuma. (Coordenação e texto de G. ZBYSEWSKI). Esgotado.
- 1949 — ZBYSEWSKI, G. — *Les vertébrés du Burdigalien supérieur de Lisbonne.* 77 p., 22 est.
- 1949 — MENDES CORREIA, A. & TEIXEIRA, C. — *A jazida pré-histórica de Évora Pedrinha (Condeixa).* 65 p., 16 est.
- 1950 — TEIXEIRA, C. — *Flora mesozóica portuguesa. II.ª parte.* 33 p., 13 est.
- 1951 — CHOFFAT, P. — *Planches et coupes géologiques de la région éruptive au Nord du Tage.* 3 p., 23 est., 1 carte. (Publicação póstuma). (Coordenação e apresentada por A. DE CASTELLO BRANCO).
- 1952 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Esboços geológicos da parte ocidental de Angola.* (Publicação póstuma). (Texto explicativo por M. MONTENEGRO DE ANDRADE). 12 p., 8 est., 2 cartas.

### MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (Nova Série)

- 1953 — BERGOUNIOW, F. M., ZBYSEWSKI, G. & CROUZEL, F. — *Les Mastodontes miocènes du Portugal.* 139 p., 60 est. (Mem. n.º 1).
- 1957 — LAPPARENT, A. F. DE & ZBYSEWSKI, G. — *Les Dinosauriens du Portugal.* 64 p., 36 est. (Mem. n.º 2).

- 1959 — ZBYSZEWSKI, G. — *Étude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha*. 184 p., 11 est., 1 carta geológ. (Mem. n.º 3).
- 1959 — CASTELLO BRANCO, A. DE, ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., VEIGA FERREIRA, O. DA, TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F., MACHADO, F., NASCIMENTO, J. M., DENIZ, A. F. & TAZIEFF, H. — *Le Volcanisme de l'île de Faial et l'éruption du Volcan de Capelinhos*. 104 p., 5 quadros, 2 cartas geológ. (Mem. n.º 4). Contém, em carteira, *Notícia explicativa da folha Faial (Açores) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1:25 000* por G. ZBYSZEWSKI, F. MOITINHO DE ALMEIDA, O. DA VEIGA FERREIRA & C. TORRE DE ASSUNÇÃO.
- 1959 — REAL, F. — *Intrusões Kimberlíticas da Lunda. Contribuição para o conhecimento do Karroo de Angola*. 118 p., II fig., 35 est. Contém, em carteira, 3 esboços geológicos. (Mem. n.º 5).
- 1960 — SUNAGAWA, I. — *Growth and etch features of hematite crystals from the Azores Islands, Portugal*. 47 p., 17 fig., 21 est. (Mem. n.º 6).
- 1961 — RUGET-PERROT, CH. — *Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au nord du Tage*. 197 p., 11 est., 3 cartas. (Mem. n.º 7).
- 1961 — LEISNER, V., ZBYSZEWSKI, G. & VEIGA FERREIRA, O. DA — *Les grottes artificielles de Casal Pardo (Palmela) et la culture du vase campaniforme*. 62 p., 22 est. (Mem. n.º 8).
- 1962 — CUNHA, J. CORREIA DA, MACHADO, F., RICHARDS, A. F., HERSEY, J. B., MC GUINNESS, W. T., ZBYSZEWSKI, G., VEIGA FERREIRA, O. DA, CAMPOS, V. S. & GARCIA, J. A. S. — *Le Volcanisme de l'île de Faial et l'éruption du Volcan de Capelinhos (Deuxième partie)*. 54 p., 11 fig., 13 est. (Mem. n.º 9).
- 1962 — ASSUNÇÃO, C. F. TORRE DE — *Rochas graníticas do Minho e Douro. Novos elementos para o seu conhecimento*. 73 p., 12 est. (Mem. n.º 10).
- 1965 — CARVALHOSA, A. BARROS E — *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo)*. 132 p., 9 fig., 1 carta, 9 est. (Mem. n.º 11).
- 1966 — FERREIRA, O. DA VEIGA — *La culture du vase campaniforme au Portugal*. 123 p., 16 fig., 24 est. (Mem. n.º 12).
- 1967 — ANTUNES, M. TELLES — *Um Mesosuíquiano do Liásico de Tomar (Portugal). Considerações sobre a origem dos Crocodilos*. 66 p., 10 fig., 6 est. (Mem. n.º 13).
- 1968 — KÜHNE, WALTER G. & KREBS, BERNARD — *Contribuição para a Fauna do Kimeridgiano da Mina de Lignito Guimarães (Leiria, Portugal)*. I Parte. 53 p., 25 fig. (Mem. n.º 14).
- 1968 — CARVALHO, A. M. GALOPIM DE — *Contribuição para o conhecimento geológico da bacia terciária do Tejo*. 217 p., 26 fig., 1 carta, 20 est. (Mem. n.º 15).

# BACIA TERCIÁRIA DO TEJO

## ESBOÇO GEOLÓGICO

A.M. Galopim de Carvalho

Escala 1:300 000

