

INSTITUTO DE ESTUDOS GEOGRÁFICOS
FACULDADE DE LETRAS — UNIVERSIDADE DE COIMBRA



Cadernos de Geografia

RIO ALVA

ESTUDO HIDROGEOMORFOLÓGICO

LUCIANO LOURENÇO

RESUMO

Após a localização da bacia hidrográfica do rio Alva, tecem-se algumas considerações sobre a sua geologia, particularmente nos aspectos relacionados com a permeabilidade das formações.

Descrevem-se, depois, as formas de relevo existentes na bacia, enquadrando-as em unidades mais latas, a Cordilheira Central e a Plataforma da Beira. Caracterizam-se ainda a forma do vale e o modo como se processou a sua evolução recente.

Finalmente, procede-se a um estudo quantitativo que visa, além da hierarquização da rede fluvial, a determinação de um conjunto de parâmetros comparativos que permitam a caracterização da forma e do relevo da bacia.

RÉSUMÉ

D'après la localisation du bassin hydrographique du fleuve Alva, on peut apporter quelques considérations sur sa géologie, particulièrement en relation à la perméabilité des formations.

Il est décrit, après, les formes du relief existantes dans le bassin, en les comprenant dans des unités plus grandes, la Cordillère Centrale et la Plateforme de Beira. L'on caractérise, alors, la forme de la vallée et le processus de son évolution récente.

Finalement, on procède à une étude quantitative, mise à part la hiérarchisation du réseau hydrographique, qui vise la détermination d'un ensemble de paramètres comparatifs qui permettraient la caractérisation de la forme et du relief du bassin.

SUMMARY

After the localization of the hydrographic basin of the Alva river, some considerations are weaved above its geology, particularly in the aspects related with the permeability of the formations.

They are described, afterwards, as forms of existent relief in the basin, surrounding then in larger unities, the «Cordilheira Central» and the Platform of Beira. They are still characterized in the form of the valley and the way in which it was processed in its recent evolution.

Finally, a quantitative study aims at, beyond the hierarchization of the fluvial net, the determination of a group of comparative parameters which permit the characterization of the form and relief of the basin.

INTRODUÇÃO

1. OBJECTIVOS E PLANO

O presente estudo da bacia hidrográfica do rio Alva iniciou-se no ano lectivo de 1978-79, sob a orientação do Professor Doutor A. Fernandes Martins, no âmbito do Seminário do Curso de Geografia Física, com o tratamento do tema «O VALE DO ALVA A MONTANTE DA PONTE DAS TRÊS ENTRADAS».

Posteriormente, traçou-se um objectivo mais audacioso, o estudo do escoamento fluvial e do modo de alimentação desse escoamento em toda a bacia hidrográfica, entendida como «unidade geomorfológica fundamental» (CHORLEY, 1969-a, p. 37), pelo que houve necessidade de alargar a área de estudo e de analisar todo o suporte físico subjacente ao escoamento (geologia, morfologia, clima e vegetação).

Assim, procurou-se proceder a um tratamento hidrogeomorfológico, no seguimento da perspectiva traçada por HORTON, ao relacionar, nos seus trabalhos pioneiros, a Hidrologia com a Geomorfologia. Este ponto de vista foi abandonado, durante algum tempo, sobretudo por a Hidrologia se desenvolver, especialmente, a expensas da Engenharia. Apesar disso, a Geografia não deve nem pode ignorá-la, deve sim contribuir para o seu desenvolvimento tanto através de estudos geomorfológicos e climáticos, tarefas primordiais dos geógrafos físicos, como, até, através de estudos económicos.

Esta relação existente entre a Hidrologia e a Geomorfologia foi, entre outros, «salientada por A. N. STRAHLER (1971) que, no quadro das Ciências da Terra, as trata, conjuntamente no mesmo capítulo (Part Four-The continental surfaces)» (REBELO, 1981, p. 202).

Dentro desta linha de pensamento elaboraram-se dois trabalhos, comportando cada um deles dois capítulos, dando-se agora à estampa o primeiro desses estudos.

Nele, o primeiro capítulo versa sobre as características hidrogeológicas da bacia, privilegiando os assuntos ligados à litologia, especialmente os relacionados com a permeabilidade, para delas se inferirem as possibilidades de acumulação, armazenamento e circulação das águas subterrâneas, abordando também os aspectos ligados à erosão diferencial, por auxiliarem na explicação das formas topográficas.

O segundo capítulo procura analisar, não só descritiva mas sobretudo quantitativamente, as características geomorfológicas da bacia, particularizando-se a evolução recente dos vales e a morfometria da rede de drenagem.

O segundo trabalho abordará as características climático-hidrologicas da bacia com vista à definição do modo como nela se processa o escoamento fluvial e à determinação do próprio regime do rio Alva.

Por razões de vária índole este estudo alongou-se por um período de tempo muito maior do que o inicialmente previsto, pelo que os apoios recebidos no seu decurso foram também numerosos. Além de fastidioso, tornar-se-ia impossível enumerá-los aqui na totalidade, mas não posso deixar de referir os principais.

Ao Professor FERNANDES MARTINS fiquei a dever a escolha do tema e a orientação do trabalho até 1982, altura em que prematuramente, nos deixou.

Ao Professor FERNANDO REBELO agradeço ter assumido a orientação do trabalho, após o falecimento do Doutor FERNANDES MARTINS, bem como as críticas e sugestões feitas, os incentivos dados, as saídas em que me acompanhou ao campo e, finalmente, ter acedido à leitura do texto manuscrito.

Fico grato à Professora SUZANNE DAVBAU pelas impressões que trocámos sobre a provável evolução do Baixo Alva e pela cedência de um manuscrito com a geologia da área de Arganil.

Ao Professor ILÍDIO DO AMARAL agradeço ter-me acompanhado ao campo e as valiosas sugestões dadas durante essa saída às serras de xisto.

Agradeço, igualmente, outros apoios recebidos de organismos oficiais, traduzidos na cedência de elementos, necessários para conduzir a bom termo este trabalho.

O Órgão de Apoio-Exploração da EDP de Seia, a Direcção dos Serviços de Hidrologia da Direcção-Geral de Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos e a Secção de Hidrologia da Direcção Hidráulica do Mondego forneceram elementos hidrológicos e os Serviços Geológicos de Portugal cederam

elementos inéditos, minutas de campo, relativos à parte da bacia ainda não coberta pela carta 1:50.000.

A Bento Ferreira que, além de motorista, foi o companheiro das muitas caminhadas e horas passadas no campo, a Fernando Coroado e a Victor Torres, pela execução final dos desenhos, a José Mateus pela dactilografia do texto e a todos que de algum modo colaboraram para a realização deste estudo o meu bem-hajam de beirão-serrano.

2. METODOLOGIA UTILIZADA

Foram usados vários processos, no decurso deste estudo, consoante as necessidades de tratamento de cada tema, dos quais se destacam: trabalho de campo, leitura e interpretação de fotografias aéreas, análise de cartografia geológica e topográfica, estudo quantitativo (relevo, rede hidrográfica, precipitação, caudal...) e representação gráfica dos dados.

O trabalho de campo foi privilegiado desde o início, pois é no campo que surge grande parte dos problemas e é regressando ao campo que muitos deles se solucionam. No terreno procedeu-se ao levantamento geológico e geomorfológico pormenorizado de grande parte da área, delimitando aí, sobre a carta topográfica 1:25.000, os contactos entre os xistos e as formações de cobertura, desde Coja a Góis, embora esta vila já se localize fora da bacia do Alva, e entre os xistos e as rochas granitóides tanto do «enclave-ilha» de Avô, como do batólito que lhe fica a Norte, tendo-se constatado que o contacto tanto se fazia normalmente como através de falhas.

Depois de efectuados estes levantamentos tive acesso às minutas de campo inéditas, levantadas pela Prof.^a SUZANNE DAVEAU na área de Arganil e pelos Serviços Geológicos de Portugal em todo o Baixo Alva. Além de confirmarem os levantamentos já realizados vieram facilitar a delimitação das formações em falta, revertendo numa substancial economia de tempo.

Foi também no campo que se esboçaram e confirmaram as principais formas do relevo, procurando discernir as causas que as determinaram (estruturais, climáticas e dinâmicas) e as suas interconexões. Para completar este trabalho recorreu-se também à investigação no gabinete, nomeadamente à interpretação estereoscópica do mosaico de fotografias aéreas (vão americano, 1958, esc. aprox. 1:26.000) que cobre a bacia de drenagem em análise.

Observaram-se estreitas relações entre as formas de relevo, a natureza do solo e a estrutura. Foi, aliás, neste aspecto que o estudo se revelou mais frutífero, ao possibilitar a identificação de elevado número de fracturas.

Para o reconhecimento da rede de fracturas contribuiu, também, a análise de mapas (1:25.000; 1:50.000; 1:100.000 e 1:200.000), através da leitura da sua topografia e, particularmente, pela rigidez do traçado de grande número de linhas de água. As relações existentes entre as formas e a natureza do terreno retiraram-se quer do estudo detalhado dos mapas geológicos quer do trabalho de campo

Ainda no gabinete e sobre a Carta Militar de Portugal, 1:25.000, executaram-se diversas medições, umas, com vista à obtenção de áreas, fizeram-se por planimetragem e outras, as lineares, obtiveram-se por simples medição da distância entre os pontos interessados, quando rectas, ou avaliaram-se através do curvímeter ou tomaram-se entre as pontas secas do compasso, quando curvas. Os valores determinados por estes processos diferem dos obtidos por outros autores. Para essa variabilidade contribuem diversas causas entre as quais se apontam: escala do mapa sobre que se executam as medidas, tipo de instrumento e rigor dos métodos utilizados, dúvidas sobre a definição de algumas medidas (ex.: maior comprimento da bacia) e sobre a localização da nascente do Alva.

Com as medidas assim obtidas calculou-se um elevado número de índices, muitos deles semelhantes, agrupados em quadros e cuja síntese visa proporcionar uma fácil comparação dos coeficientes usados mais frequentemente em Hidrologia.

Sempre que foi possível resumiu-se a informação quantitativa e expressou-se de modo gráfico, pelo que, além dos quadros, se desenharam esboços, perfis, curvas e diversas outras figuras que pretendem ilustrar os diferentes aspectos abordados.

3. LOCALIZAÇÃO, INDIVIDUALIZAÇÃO E ORIENTAÇÃO DA BACIA

A bacia hidrográfica do rio Alva faz parte integrante de uma outra, muito mais vasta, a do rio Mondego, situando-se-lhe na margem esquerda, sensivelmente ao centro. Confina, por isso, a Norte e a Oeste com a do rio Mondego, propriamente dita, a Sul e a Sudoeste, com a do rio Ceira, também afluente do rio Mondego e a Este e Sueste, com a do rio Zêzere, afluente do rio Tejo (fig. 1).

O rio Alva, o principal tributário da margem esquerda do rio Mondego, nasce a 1651 m de altitude, na vertente Norte da Serra da Estrela, por alturas do Perdigueiro, a meio caminho entre a Fraga das Penas e o Curral do

Martins¹. Percorre os dois primeiros quilómetros de Sul para Norte, após o que inflecte para ocidente, direcção que mantém durante oito quilómetros.

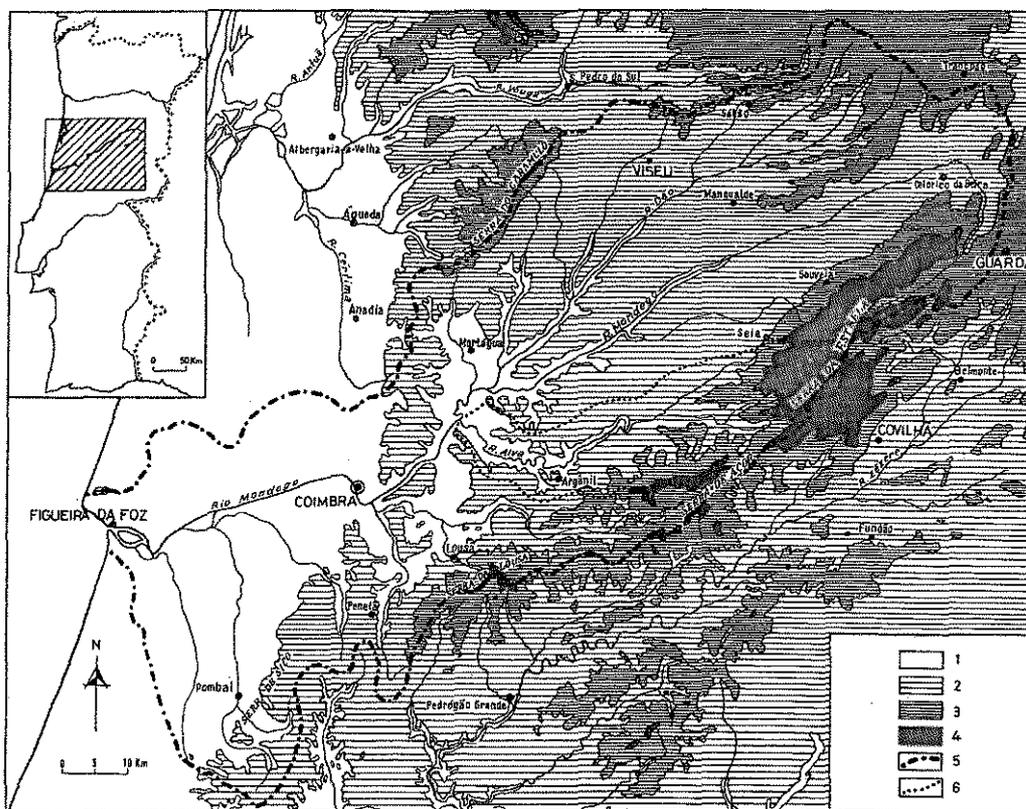


FIG. 1 — Esboço de Localização. 1 — altitudes inferiores a 200 m; 2 — altitudes de 200 a 600 m; 3 — altitudes de 600 a 1000 m; 4 — altitudes superiores a 1000 m; 5 — limite da bacia hidrográfica do rio Mondego; 6 — limite da bacia hidrográfica do rio Alva.

¹ FERNANDES MARTINS (1940, p. 94) considera que o Alva «brota no Corgo-das-Mós, (...) nascendo a 1525 metros».

A divergência de opiniões parece advir duma certa dificuldade na destrição de qual dos tramos afluentes à ribeira da Fervença, troço inicial do Alva, deve ser seleccionado para começo do rio. Optou-se pelo que vem de Sul, em detrimento do que se apresenta de Norte, do Corgo das Mós, ao contrário de FERNANDES MARTINS, fundamentalmente porque aquele é mais extenso, arranca de cota mais elevada, possui uma nascente próxima dos 1620 m e porque os pastores o reconhecem como tal.

Ruma depois para Sudoeste e conserva-se com este sentido até quase à sua confluência. Somente a escassos quinze quilómetros dela, ao deparar com a serra de S. Pedro Dias², vira para Noroeste e continua nesse rumo até confluir com o Mondego, quatro quilómetros a montante de Penacova, depois de ter percorrido 115,125 km³.

Este rio e os seus afluentes drenam uma bacia hidrográfica cuja delimitação resulta tarefa fácil, sobre qualquer dos mapas portugueses de escala média (1:25.000 a 1:200.000), porquanto as linhas de fecho são bem nítidas, especialmente a Nordeste, Sudoeste e Sueste da bacia.

O limite de Nordeste é o mais curto, desenvolvendo-se por cerca de, apenas, 5 kms, a Noroeste do Corgo das Mós. Daqui para Sudoeste, a linha de partilha de águas vai acompanhar, durante quase todo o limite Sueste, os cimos de parte da Cordilheira Central.

Primeiro, estende-se pelos sucessivos patamares que conduzem ao planalto culminante, onde intersecta o vértice geodésico ESTRELA, 1993 m⁴. No Alto da Torre inicia a descida que continua pela serra de Alvoaça até às Pedras Lavradas (865 m). A partir deste colo e durante cerca de dez quilómetros, anda por valores próximos dos mil metros, oscilando entre 1067 e 935 m. Desta cota parte para a abrupta subida do GONDUFO (1342 m) mantendo-se por valores próximos dos 1300 m até atingir s. PEDRO DO AÇOR (1342 m) (Figs. 1 e 2).

E sempre, sem dificuldade em acompanhar o desenvolvimento da linha divisória de águas e, conseqüentemente, em delimitar a bacia, inicia-se a descida da serra do Açor. Mais suave do que a da Estrela-Alvoaça é feita

² Designação dada vulgarmente à crista quartzítica constituída pelas serras da Atalhada e do Bidueiro e que tomou o nome do Santo venerado na capela situada no «Alto da Serra», ao lado da E.N. 17.

³ Este valor foi levantado sobre a carta 1:25.000, por intermédio de um compasso de pontas secas, durante a elaboração do perfil longitudinal e é ligeiramente superior ao obtido com o curvímetro (113,3 km). Outros valores foram calculados por:

DGRAH, Brigada de Hidrometria do Baixo Mondego (1979, p. 101)	111 km
FERNANDES MARTINS (1940, p. 94)	107,2 km
EDP, Anteprojecto da Barragem de Fronhas (1976, p. 19)	105 km
HIDROPROJECTO (1977, Quadro I)	102,5 km
BETTENCOURT (s/d, p. 5)	99,5 km

As causas prováveis desta diversidade de valores foram já referidas na Metodologia.

⁴ 1993 m é a altitude indicada nas Cartas de Portugal recentes (1:500.000, IGC, 1974; 1:100.000, IGC, 1974 e 1:25.000, SCE, 1946) em substituição dos 1991 m dos mapas mais antigos e familiares. De igual modo as altitudes de outros marcos geodésicos e pontos cotados sofreram alteração análoga.

aos sobressaltos obrigando a linha de cimos a subir pequenos relevos para de novo os voltar a descer na vertente oposta e, deste modo, gradualmente, ir baixando de altitude até alcançar a serra da Aveleira ⁵, parte terminal do limite Sueste.

A transição para o limite que fecha a bacia a Sudoeste faz-se por uma linha de festo, de direcção um tanto irregular, com orientação geral Este-Oeste, através dos altos de S. Domingos (418 m) e da Samoa (424 m) e das Serras de Alcaria (455 m) e de Santa Quitéria (493 m).

As serras que limitam a bacia a Sudoeste são a do Bidueiro (452 m) e a da Atalhada (358 m) donde, na sua parte terminal, se afasta a linha divisória de águas, para ir morrer de encontro ao local da confluência do Alva com o Mondego (Figs. 1 e 2).

O limite Noroeste da bacia estende-se desde esta confluência até à Serra da Estrela e é o que oferece mais obstáculos à sua delimitação. Apesar de não surgirem dificuldades de maior, o traçado da linha de partilha das águas nem sempre reflecte a clareza dos limites anteriores mas, nem por isso, se torna difícil marcá-la, tanto mais que acompanha de perto a Estrada da Beira (E.N. 17). Quando a abandona, por alturas do Vale de Paus, a linha de festo volta a aparecer com muita nitidez, desenvolvendo-se pelo Malhão (619 m) antes de encetar a íngreme subida que a conduz ao Casal (1011 m) e ao Cabeço dos Corvos (1061 m), tendo deixado, entretanto, a oriente a famosa Cabeça da Velha. Nova subida leva a Santo Estevão (1378 m) e à Fraga da Varanda (1430 m), após o que atinge o limite Noroeste e se fecha a bacia ⁶.

Concluída a sua delimitação, verifica-se que apresenta uma orientação geral Nordeste-Sudoeste, acompanhado o desenvolvimento de parte das vertentes ocidentais da Cordilheira Central, ficando com as altitudes mais elevadas a oriente (Fig. 1).

⁵ O conjunto montanhoso Açor-Aveleira é, por vezes impropriamente, designado por Serra de Arganil, o que advém não só de grande parte das encostas destas serras se desenvolverem dentro dos limites deste concelho mas, sobretudo, por ser assim chamada na gíria automobilística associada aos «Rallys», pois é em estradas destas serras que se desenvolve o famoso e tantas vezes decisivo troço cronometrado do «rally de Portugal» conhecido por «inferno de Arganil».

⁶ A escala da fig. 2 não comporta a indicação de todos estes lugares, como de outros referidos mais adiante, pelo que será conveniente, sempre que possível, acompanhar a leitura com mapas de escala maior.

1. HIDROGEOLOGIA

O papel desempenhado pelo escoamento subterrâneo é relevante nos estudos hidrológicos porque são as reservas subterrâneas que, geralmente, mantêm o escoamento sub-aéreo.

A acumulação das águas que constituem os lençóis subterrâneos depende das características geológicas das rochas que atravessam e das rochas que as comportam. As mais importantes são a porosidade e a permeabilidade ⁷.

A porosidade apresenta os valores máximos nas rochas móveis, aumentando com a diminuição do tamanho dos grãos. Nas formações compactas vai variar essencialmente com a fissuração das mesmas, apresentando sempre valores baixos, inferiores a 20% sendo, nas rochas cristalinas, geralmente inferior a 1% (LOUP, 1974, p. 22).

A permeabilidade depende essencialmente da dimensão dos interstícios e cavidades, pelo que as rochas cristalinas não fissuradas, de poros minúsculos, não permitem a passagem da água senão muito lentamente, ao passo que as formações arenosas são permeáveis em grande.

De acordo com a classificação da Carta Hidrogeológica de Portugal (1:1.000.000) as formações presentes na bacia do Alva podem agrupar-se em função da sua permeabilidade, em dois grandes conjuntos: rochas com poucas e rochas com importantes possibilidades de acumulação de águas subterrâneas.

1.1. ROCHAS COM PERMEABILIDADE REDUZIDA

Pertencem a este grupo a grande maioria das rochas que afloram na bacia do Alva, entre as quais se destacam, pela extensão que ocupam, as pertencentes ao Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico e as magmáticas, predominantemente graníticas e, ainda, pela sua dureza, ressaltada na topografia, os quartzitos do Ordovícico inferior.

⁷ A *porosidade* define-se como a aptidão que as rochas possuem de poderem reter água e a *permeabilidade* é a capacidade que as rochas apresentam para se deixarem atravessar pela água. A permeabilidade varia para uma mesma rocha, segundo as condições biológicas e meteorológicas: a cobertura vegetal diminui-a; as chuvas fracas ou moderadas, durante o verão, pouco ou nada se infiltram, porque são absorvidas pela vegetação e/ou pela evaporação; as chuvas intensas de longa duração favorecem a infiltração. A permeabilidade desaparece quando o solo se encontra gelado, quando a intensidade pluvial excede o coeficiente de permeabilidade e quando o solo está saturado, isto é, quando o nível freático atinge a superfície topográfica (LOUP, 1974, p. 22).

1.1.1. Rochas predominantemente xistosas

Englobam o conjunto denominado, nas Cartas Geológicas, por Complexo-Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico e as séries metamórficas derivadas. É constituído, essencialmente, por uma alternância de filádios e metagrauvaques, com baixo grau de metamorfismo, por vezes dobrados intensamente. Ocupam as maiores extensões do centro e sul da bacia, prolongando-se sob os depósitos de cobertura (fig. 3).

Atendendo às grandes dimensões da mancha xisto-grauváquica, seria de esperar encontrar-se uma composição litológica muito variada. Tal não sucede pois apenas se verificou a existência de diversos tipos litológicos de xistos, umas vezes alternando uns com os outros e, outras vezes, com bancadas de grauvaques, de tons variados, ou ainda com grés bem consolidados e, até, com delgadas bandas de quartzitos. A única, mais espessa, com representação cartográfica possível, desenvolve-se a ocidente da crista de Santa Eufémia.

Os geólogos da Junta de Energia Nuclear (1968, p. 34) distinguiram, neste conjunto, as seguintes faixas de xistos: «xistos cloríticos e sericíticos, xistos biotíticos e moscovíticos, xistos anfíbolíticos e anfíbolitos, xistos biotíticos com granada, andaluzite e estauroлите (xistos porfiroblásticos), mica-xistos, xistos luzentes, etc.».

Sem recurso ao exame microscópico ou à análise química, pode afirmar-se predominarem os xistos argilosos, cujas variedades vão dos argilosos finos aos argilo-gresosos.

Mineralogicamente, «os xistos são quase sempre quartzo-micáceos, com quartzo, biotite e moscovite como minerais essenciais e feldspatos, turmalinas e grafite, como os acessórios mais frequentes; as rochas grau, vacóides contêm, como elementos predominantes, o quartzo e, além deste feldspato, clorite e sericite» (J.E.N., 1968, p. 34).

Quanto à determinação da idade destas formações, tendo em conta que são paleontologicamente estéreis, nada de concreto se poderá adiantar, a não ser que são ante-Ordovícicas, por as rochas deste período assentarem discordantemente sobre as daquele Complexo.

A passagem dos terrenos xisto-grauváquicos para os graníticos faz-se, geralmente, de um modo gradual, através de uma auréola metamórfica de contacto, contemporânea dos granitos e a eles devida.

A largura da área metamorfozizada por contacto é muito variável, de algumas centenas a alguns milhares de metros.

O contacto processa-se, normalmente, através de xistos mosqueados e metagrauvaques embora, por vezes, surjam corneanas, próximas do granito, onde o metamorfismo local foi mais acentuado.

Os metagrauvaques resultaram de grauvaques metamorfizados, do mesmo modo que os xistos mosqueados resultaram de xistos metamorfizados. Tanto uns como os outros podem passar, gradualmente, a corneanas.

O contacto, ocasionalmente, é mais brusco, fazendo-se por falha. Os exemplos mais evidentes encontram-se no «stock»⁸ localizado a juzante de Ponte das Três Entradas. Um deles foi revelado pela abertura de um campo de futebol, junto ao cemitério novo de Aldeia das Dez, colocando uma dessas situações a descoberto (fotos 1 e 2). Outros exemplos são os das Barrocas das Fontainhas e da Lameira. A primeira, a cerca de um quilómetro a Noroeste de Pomares, apresenta um talvegue rigidamente alinhado que explora, em grande parte do percurso, o contacto anormal xisto-granito, sucedendo o mesmo com a da Lameira, que lhe fica a Sueste.

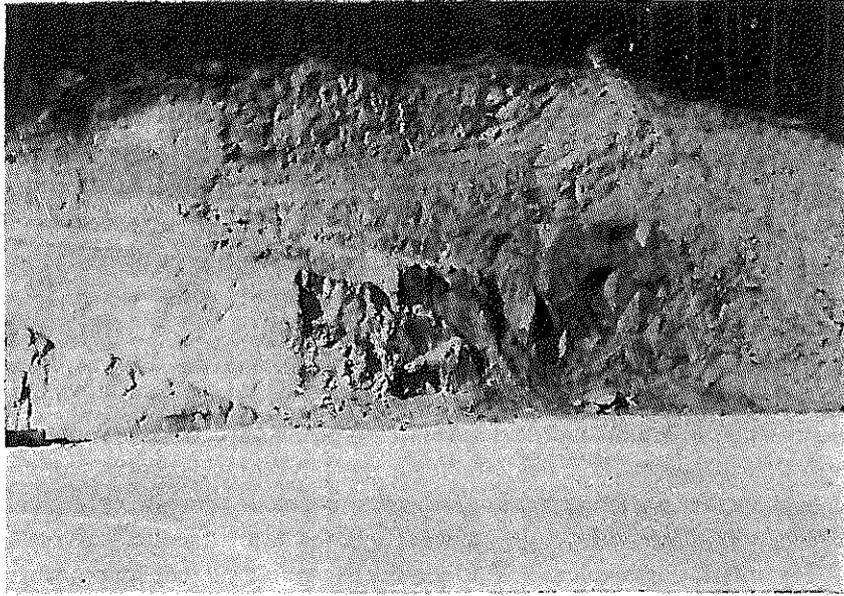
No interior dos afloramentos graníticos, como no contacto, ocorrem migmatitos, alternantes com granitos e xistos, daí o nome da formação: complexo xisto-granítico-migmatítico. Estes migmatitos são de contacto, por se localizarem no contacto e por não se ter observado migmatização à escala regional. A mancha mais importante desenvolve-se na vertente Noroeste do Alva, a 5 km a montante da confluência com o Alvoco (fig. 3).

Hidrogeologicamente, tanto as formações do Complexo xisto-grauváquico ante-Ordovícico, como as séries metamórficas derivadas, apresentam permeabilidade muito reduzida, por não possuírem permeabilidade intrínseca embora, na prática, possam adquirir alguma permeabilidade por fissuração, que será sempre muito pequena excepto nos casos em que as fracturas importantes, causadas pela tectónica, não tenham sido colmatadas posteriormente.

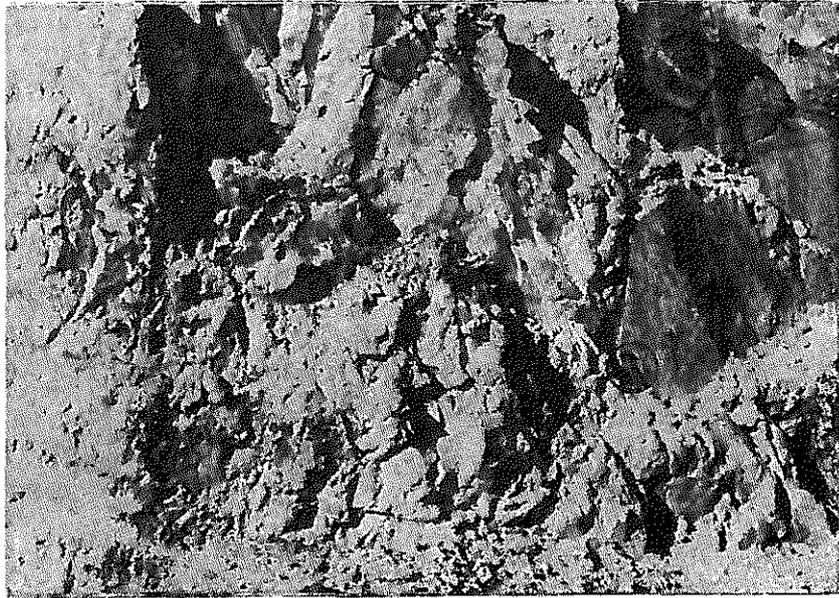
Além desta situação há outras em que a permeabilidade pode aumentar. É o caso, por exemplo, do ligeiro aumento verificado ao longo dos numerosos filões de quartzo e de rochas básicas que atravessam estas formações, mormente quando se encontram muito alterados.

De qualquer modo, quer os xistos quer os grauvaques, contribuem

⁸ Os afloramentos tomam esta designação quando a «massa de rocha ígnea intrusiva é inferior a 100 km²» (STRAHLER, 1981, p. 651).



FOR. 1. Contacto anormal entre xisto e granito visível na barreira do campo de futebol de Aldeia das Dez.



FOR. 2. Pormenor da caixa de falha observável na fotografia anterior.

para a ocorrência de taxas de infiltração⁹ muito baixas determinando, por isso, elevados coeficientes de escoamento superficial¹⁰.

1.1.2. *Rochas magmáticas*

Constituídas quase exclusivamente por granitos (s.l.), ocupam as áreas de montante e do centro-norte da bacia.

Consoante a textura, porfiróide/não porfiróide, e a dimensão do grão, grosseiro, médio e fino, os geólogos da Junta de Energia Nuclear (1968, p. 41) consideraram, na bacia do Alva, quatro tipos texturais:

1. granito porfiróide de grão grosseiro a médio (γ 1);
2. granito não porfiróide de grão grosseiro (γ 4);
3. granito não porfiróide de grão grosseiro a médio ou médio (γ 5);
4. granito não porfiróide de grão médio a fino ou de grão fino (γ 6);

Como «a esta classificação não parece corresponder nenhuma diferença sistemática de comportamento à erosão» (S. DAVEAU, 1969, p. 159) pensou-se simplificá-la até porque às diferenças de textura parecem corresponder algumas diferenças na composição mineralógica e química pelo que, do ponto de vista da alteração das rochas e da consequente modelação das formas de relevo, parece ser mais correcto considerar, de acordo com a textura, apenas dois grupos:

1. granitos porfiróides, calco-alcalinos, de duas micas, predominantemente bióticos,
2. granitos não porfiróides, alcalinos, de duas micas.

Destes grupos, o que ocupa maiores extensões é o do granito porfiróide, vulgarmente conhecido por granito «dente de cavalo».

Segundo C. TEIXEIRA *et al.* (1974, p. 27) este granito é «de grão grosseiro, nalguns casos muito grosseiro, de duas micas, predominantemente biotítico, com andaluzite e silimanite frequentes, e alguma turmalina; (...) pode apresentar encraves melanocráticos de grão fino».

⁹ *Taxa ou capacidade de infiltração* — quantidade máxima de água que um solo, em condições pré-estabelecidas, pode absorver por unidade de superfície horizontal, durante a unidade de tempo, geralmente mm/hora (GARCEZ, 1967, p. 153).

¹⁰ *Coefficiente de escoamento superficial* — relação entre o volume de água escoado por uma secção e o volume de água precipitado na bacia contribuinte (GARCEZ, 1967, p. 168).

Para o mesmo autor, o granito não porfiróide é «essencialmente moscovítico, em geral de grão grosseiro, apresenta em certos locais tendência porfiróide. (...) A análise microscópica indicou tratar-se de granito alcalino, podendo às vezes possuir tendência calco-alcalina» (C. TEIXEIRA *et al.*, 1974, p. 36).

O granito porfiróide comporta, em regra, cristais de feldspato bem desenvolvidos (fenocristais) que facilitam a sua alteração química, especialmente em clima húmido. Como não sucede o mesmo com os outros granitos, é vulgar encontrar os porfiróides mais alterados do que os não porfiróides. Esta alteração dos feldspatos leva ao «apodrecimento» dos granitos e contribui para aumentar a permeabilidade dos mesmos.

Para essa alteração contribui, ainda, o facto dos granitos porfiróides, calco-alcalinos, serem predominantemente biotíticos, enquanto os não porfiróides são essencialmente moscovíticos, logo menos alteráveis, uma vez que a biotite é bastante mais atacada, nos climas húmidos, do que a moscovite, mais estável, pelo que a meteorização desagrega mais facilmente o granito porfiróide.

Além destes granitos, aflora, a oeste de Loriga, uma pequena mancha de granito gnáissico. Para C. TEIXEIRA *et al.* (1974, p. 42) o seu aspecto macroscópico é muito variável. «A granularidade é média e fina, distinguindo-se, macroscopicamente, biotite e moscovite. Os elementos, em determinados locais, mostram orientação bem definida».

Por fim, interessa considerar as rochas filonianas, muito abundantes, que cortam os granitos e os xistos. «Estão representadas por filões quartzosos, de rochas básicas e filões e massas aplito-pegmatíticas» (C. TEIXEIRA, 1974, p. 43).

Os filões de quartzo, geralmente leitoso, são pouco extensos, não sendo, por isso, cartografáveis, mas quando a sua extensão e número aumentam, imprimem maior rigidez às rochas atravessadas e podem mesmo contribuir para a manutenção de relevos de dureza (por exemplo, o Monte Redondo), além de também facilitarem a permeabilidade.

Ocorrem ainda outros filões, de rochas básicas quase sempre muito alteradas e que facilmente se confundem com os xistos que atravessam. A sul de Loriga encontra-se um pequeno afloramento de rocha básica também alterada.

Do ponto de vista da permeabilidade estas rochas são, como os xistos, formações de permeabilidade reduzida, pois também são intrinsecamente

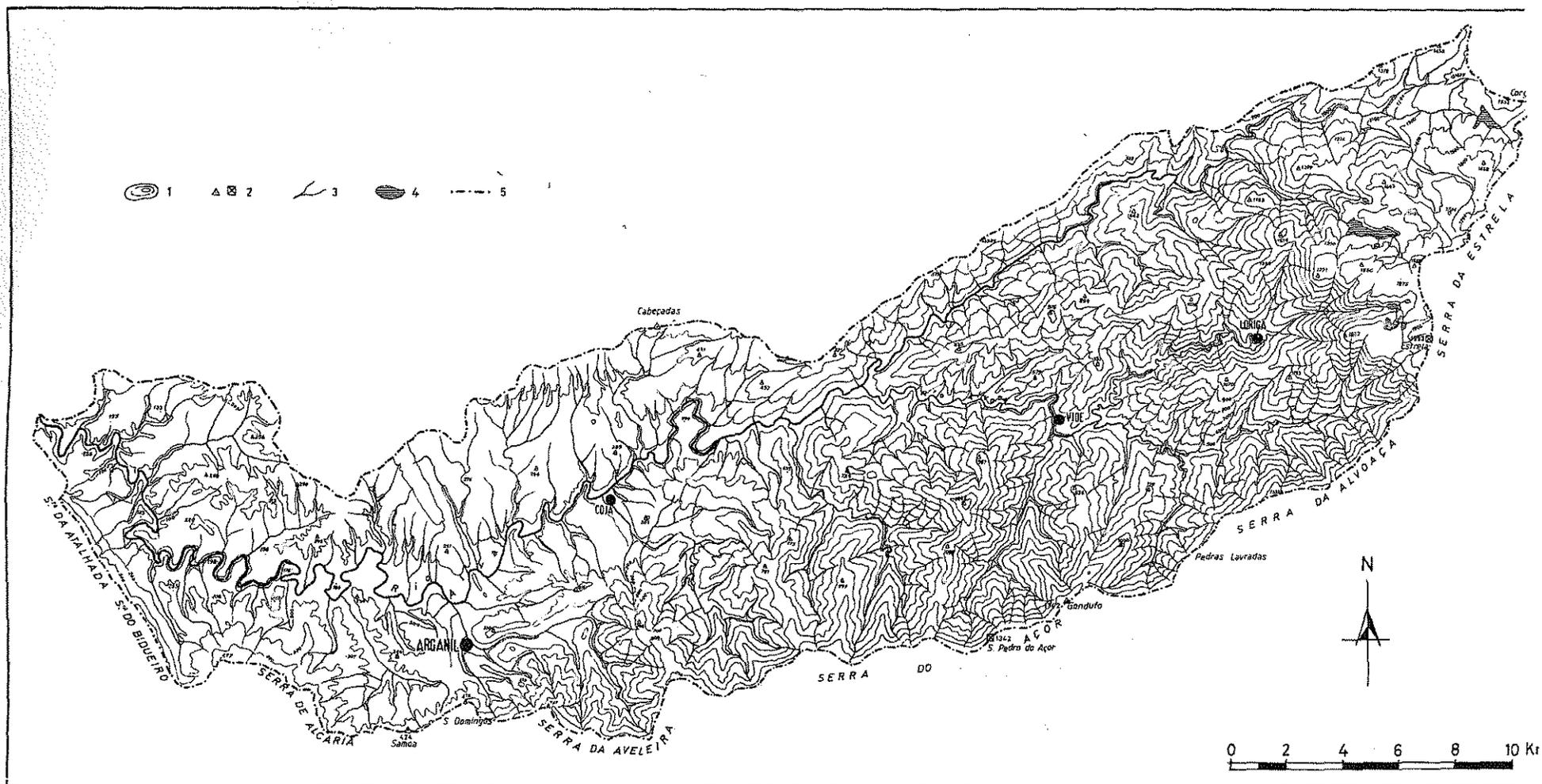
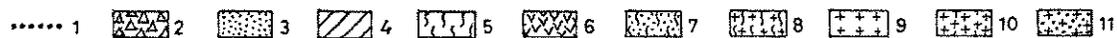


FIG. 2 — Esboço hipsométrico da bacia hidrográfica do rio Alva.
 1 — curvas de nível; 2 — vértices geodésicos; 3 — linhas de água; 4 — covões e lagoas; 5 — limite da bacia hidrográfica.

I - LITOLOGIA



II - FORMAS DE RELEVO

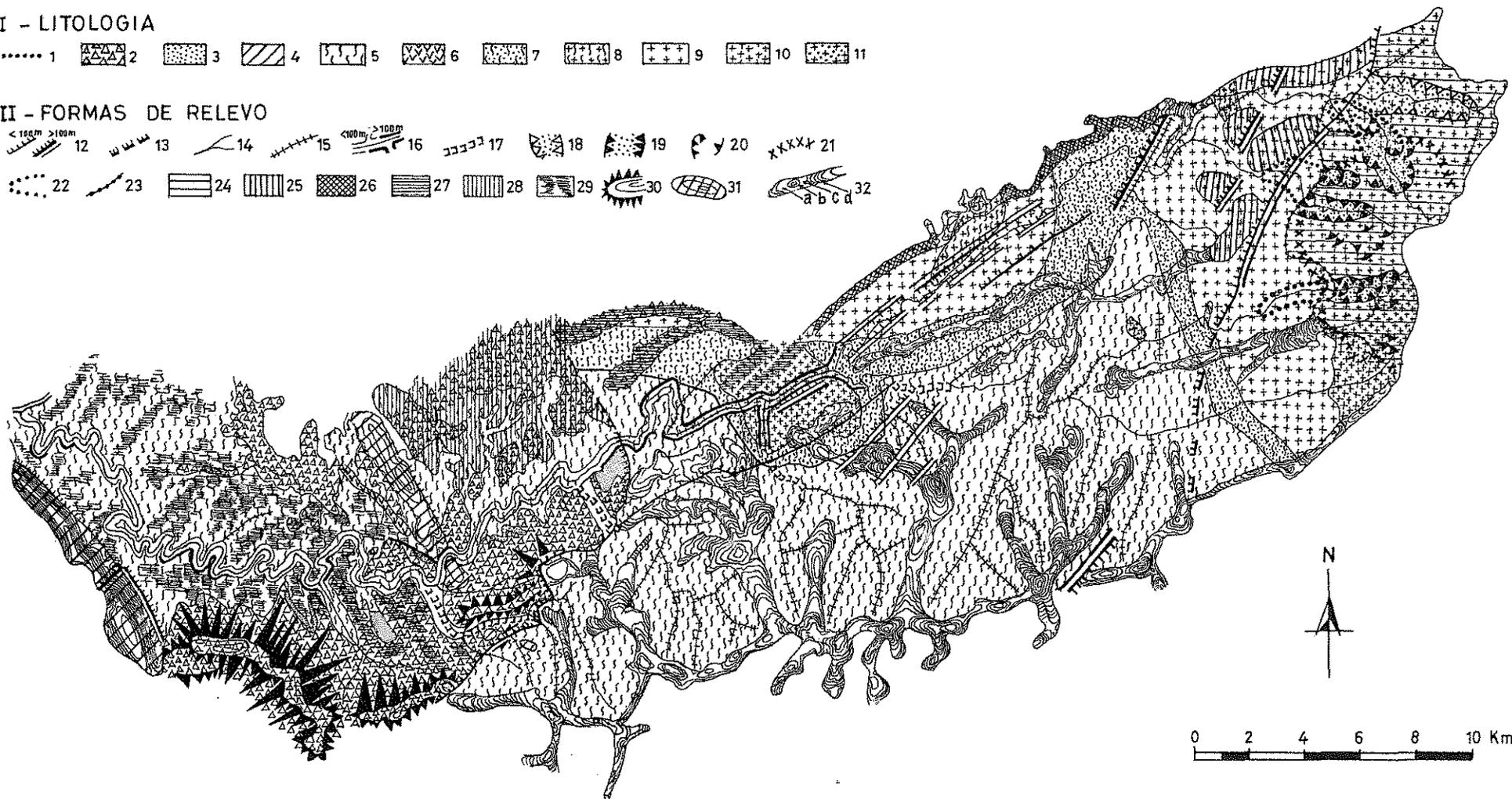
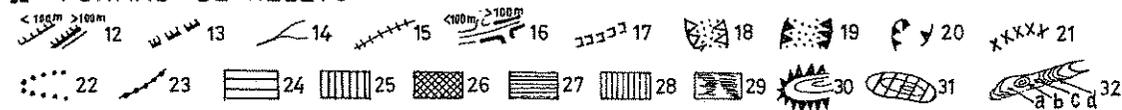


FIG. 3 — Esboço geomorfológico da bacia do Alva (nas cabeceiras da Estrela, segundo S. DAVEAU, 1969 e 1971, modificado).

- I — LITOLOGIA: *Formações modernas*: 1 — depósitos glaciários; 2 — depósitos grosseiros; 3 — depósitos finos; *Ordovícico*: 4 — quartzitos com xistos intercalados do Skidaviano; *Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico e Séries metamórficas derivadas*: 5 — xistos e grauvaques; 6 — arenitos quartzíticos; 7 — xistos mosqueados e andaluzíticos, metagrauvaques e corneanas; 8 — complexo xisto-granítico-migmatítico; *Rochas granitoides*: 9 — granito porfiróide de grão grosseiro; 10 — granito não porfiróide de grão grosseiro a fino; 11 — granito gnáissico;
- II — FORMAS DE RELEVO: 12 — escarpa de falha; 13 — escarpa de falha provável; 14 — cursos de água; 15 — vales de fratura; 16 — vales encaixados na Plataforma da Beira Alta; 17 — vales de fundo chato; 18 — vales maduros, embutidos na superfície culminante; 19 — antigos vales glaciários, embutidos na superfície culminante; 20 — antigos circos e ferrolhos; 21 — limites da antiga glaciação (entre os arcos morênicos); 22 — arcos morênicos, limites das antigas línguas glaciárias; 23 — limite da superfície culminante; 24 — superfície culminante; 25 — idem, abatida por falha; 26 — Plataforma da Beira Alta, nível dos 560-590 m; 27 — idem, nível dos 350-500 m; 28 — ibidem, nível dos 270-340 m; 29 — ibidem, nível dos 200-250 m; 30 — colinas, constituídas por depósitos grosseiros; 31 — cristas quartzíticas; 32 — Lombas, essencialmente no modelado de dissecação dos xistos, constituindo as divisórias de águas mais importantes; 32-a — rechã; 32-b — cabeço, alto; 32-c — selada, portela, 32-d — declives acentuados.

impermeáveis. Adquirem, no entanto, quando fissuradas, uma certa circulação subterrânea, que pode assumir, localmente, onde as diáclases foram alargadas pelo ataque químico da água, uma importância significativa.

É ao longo destas áreas de alteração da rocha, seguindo as diáclases, que se organiza a rede de drenagem subterrânea, tanto mais importante quanto maior for o número de fracturas existentes na rocha.

Deste modo, a baixa permeabilidade das rochas magmáticas contribui, com a dos xistos e dos grauvaques, para baixas taxas de infiltração e coeficientes de escoamento superficial elevados.

1.1.3. *Rochas quartzíticas*

Os afloramentos do Ordovícico Inferior, formados essencialmente por quartzitos e alguns conglomerados, constituem duas estreitas faixas orientadas, sensivelmente, na direcção Noroeste-Sueste.

A sua importância é sobretudo topográfica, embora a faixa de Arganil não apresente um comando importante sobre o planalto.

Apresentam, como as formações anteriores, permeabilidade reduzida por também serem intrinsecamente impermeáveis. Do mesmo modo que nas formações anteriormente descritas, a permeabilidade aumenta substancialmente ao longo da numerosa rede de fracturas e de diáclases que os cruzam.

1.2. ROCHAS COM PERMEABILIDADE VARIÁVEL A REDUZIDA

Sob esta designação foram englobados, na Carta Hidrogeológica de Portugal 1:1.000.000, vários depósitos que se assemelham do ponto de vista da permeabilidade, variável a reduzida, mas que apresentam génese, idade e características diferentes. Por isso, preferiu-se agrupá-los segundo as suas características e tratá-los separadamente.

1.2.1. *Formações argilo-greso-conglomeráticas*

Os depósitos argilo-greso-conglomeráticos englobam materiais com características muito diferentes. Costumam iniciar-se por um depósito fino, predominantemente argilo-gresoso, assentando directamente sobre os xistos e recoberto por um depósito grosseiro, de características conglomeráticas.

S. DAVEAU, num trabalho recente, realizado em colaboração com SOARES, A. F. e REIS, R. P. B. P. (1983, p. 12-13), expôs, sinteticamente, as características destes depósitos.

As situações existentes na bacia hidrográfica do rio Alva correspondem, aproximadamente, às descritas para a «Bacia de Arganil». Exceptuam-se as «Areias do Buçaqueiro por aflorarem na bacia hidrográfica do rio Ceira.

A autora considera que na base do depósito fino ocorrem os «Grés do Buçaco», já bastante desmantelados pela erosão. Directamente sobre eles (Santa Quitéria) ou sobre os xistos (Coja) assentam as «Arcoses de Coja», que apresentam feldspatos conservados.

Sobre os depósitos finos surgem materiais grosseiros a que FERREIRA (1980, p. 17) chamou «Depósito Superior» e que constituem a segunda geração das formações de cobertura, as de carácter conglomerático. DAVEAU *et al.* (1983, p. 13) atribui-lhes duas fácies: uma «série de fácies fluvial», na base, com cerca de 100 m de espessura, sobreposta pela «formação superior de fácies raña» com uma possança que rondará os 200 m.

A espessura do «Depósito Superior» é muito variável porque, logo à partida, diminua proporcionalmente com o aumento de distância da fonte de alimentação, a Cordilheira Central, localizada a Sueste, e, ainda, porque se encontra muito desgastado. Nestas condições não é de estranhar que as formações mais espessas se encontrem precisamente na parte Sul da bacia, mais próximas da fonte de alimentação.

Mesmo aí, só nos retalhos cujos cimos parecem corresponder aos topos da antiga superfície de enchimento ou nos que ainda foram pouco desgastados se alcançam espessuras consideráveis, com dezenas de metros, de que o máximo, de quase 200 m, se encontra em Santa Quitéria.

As características fanglomeráticas especialmente da «formação superior de fácies raña» traduzem-se pela ausência de estratificação bem definida e pela heterometria dos materiais constituídos por calhaus de quartzito e quartzo leitoso com as arestas mais ou menos boleadas e embalados caoticamente em calhaus sub-rolados de xisto e numa matriz argilosa resultante da alteração dos xistos, às vezes, até no próprio local. Estes depósitos foram estudados especialmente por O. RIBEIRO (1949), O. RIBEIRO e M. FEIO (1950) e no caso particular do Baixo Alva por S. DAVEAU *et al.* (1973 e 1983) e por C. FERREIRA (1980), pelo que não serão aqui desenvolvidos.

Apenas se realçam os que constituem a colina de TRAVANCA (330 m), entre Arganil e Folques, e que, contrariamente à generalidade, primam pela ausência de calhaus de quartzito, devido à única crista quartzítica existente nas proximidades se desenvolver a cotas mais baixas, sendo substituídos

quase exclusivamente por pedaços de xisto com raros quartzos filonianos e que serão tratados com o pormenor que merecem, advindo desta particularidade, quando se descreverem as unidades geomorfológicas (2.1.2.2.).

Do ponto de vista da permeabilidade, as formações argilo-greso-conglomeráticas apresentam, no conjunto, possibilidades variáveis de acordo com as suas características peculiares podendo chegar a ser reduzidas quando há nítido predomínio da fracção argilosa.

1.2.2. *Depósitos morénicos e de terraços fluviais*

Os depósitos morénicos observam-se apenas nas partes mais elevadas da Serra da Estrela (fig. 3), sendo herdados da última glaciação que cobriu aquela área (DAVEAU, 1971). Caracterizam-se pela heterometria dos materiais, desde os grandes blocos de granito até às argilas, e pela posição que ocupavam no glaciário, conservando-se mais frequentemente as moreias laterais.

Os depósitos de terraços fluviais encontram-se especialmente desenvolvidos no Baixo Alva, a jusante de Avô, onde foram estudados detalhadamente, mercê do seu interesse na compreensão da evolução geomorfológica do vale e da região, por C. FERREIRA (1980).

A autora distingue, a jusante de Maladão, os seguintes níveis de terraços: 250, 230, 200, 180, 150, 120, 100 metros e terraços baixos. O nível dos 150 metros parece ser dos melhor conservados pois «está largamente representado por rechãs extensas talhadas no xisto: algumas com uma cobertura remexida de calhaus, outras com aluviões conservadas, outras sendo apenas a rechã desprovida de qualquer cobertura» (p. 76).

A autora não fez a granulometria dos calhaus dos vários níveis de terraço «porque as aluviões deixadas pelo rio foram, em quase todos os terraços, remexidas (...) restando apenas acumulações caóticas de blocos» (p. 4). São constituídas essencialmente por xistos mosqueados, corneanas, quartzito e, mais raramente, quartzito, granito e outras variedades de xisto, variando de montante para jusante consoante as características e proximidade do material fornecedor e dos níveis altos, mais antigos, para os mais baixos, mais recentes, de acordo com a maior ou menor resistência aos agentes de alteração.

Relativamente à matriz a autora verificou que «é sempre composta por areia e argila. Ocasionalmente, os grãos de areia e as argilas podem estar aglutinadas por ferro. (...) a proporção de areia diminui dos terraços mais altos para os mais baixos» (p. 90).

No respeitante aos terraços C. FERREIRA (1980, p. 93) afirma que os terraços mais altos possuem relativamente mais quartzos, enquanto que os feldspatos e os xistos aumentam nos terraços mais baixos e os quartzitos, ocasionais nos terraços altos, são frequentes no terraço de 100 m, o único onde aparecem granitos.

Estes níveis prolongam-se para montante da área analisada por C. FERREIRA, diminuindo em altura e decrescendo em número, à medida que dela nos afastamos.

A montante de Vila Cova do Alva, é o vale principal do Alva aquele que menos vestígios comporta, encontrando-se melhor conservados nos seus afluentes. No rio Alvoco, a montante de Alvoco de Várzeas, é possível identificar três níveis enquanto na Ribeira de Pomares, também a montante desta localidade, apenas se divisam dois. A sua relação com os de jusante não parece de fácil averiguação.

Atendendo às fácies, tanto dos depósitos de terraços fluviais como dos morénicos, é fácil constatar que os valores da permeabilidade terão de ser, obrigatoriamente, muito variáveis, desde muito elevados, nos casos em que se encontram muito remexidos e apenas conservam calhaus e blocos, passando por situações variáveis, naqueles que conservam a matriz, a reduzidos, quando a matriz é essencialmente argilosa.

1.2.3. *Depósitos actuais e sub-actuais*

Compreendem as aluviões e os depósitos de vertente. As aluviões distribuem-se ao longo da maior parte dos vales dos rios e das ribeiras mais importantes. São todas de somenos importância, razão pela qual quase não são cartografáveis, e constituídas por areia e outros materiais detriticos resultantes da desagregação dos xistos e granitos embalados em matriz argilosa.

Muitas vezes passam lateralmente a depósitos de base de vertente que são constituídos essencialmente, por patelas de xisto embaladas, por vezes, numa matriz argilosa, de tom amarelo-esverdeado ou avermelhado. Localizam-se, frequentemente, na base das vertentes que definem os vales e ficaram a dever-se ao deslocamento, por gravidade e por processos periglaciares, das partículas arrancadas ao substracto. Geralmente fossilizam terraços fluviais e alguns deles já se encontram em avançado estado de desmantelamento.

O acentuado declive das vertentes terá facilitado o deslocamento das partículas, feito em massa e, provavelmente, com velocidades diferentes. Assim, das maiores velocidades à superfície deveria passar-se, gradualmente, para velocidades menores junto ao substrato, também mais ou menos viscoso, que procuraria acompanhar o sentido de deslocamento da camada deslizando, ao mesmo tempo que lhe iria fornecendo material.

Esta situação é a que parecem ilustrar os xistos subverticais que no topo arrepiam, no sentido do declive da vertente (fotos 3 e 4), deformação que corresponderia ao efeito de arrastamento provocada pela movimentação lamacenta. Pelas características que apresentam, esses depósitos devem ter-se formado em climas de tipo periglacial, com importantes movimentações lamacentas de tipo solifluxão, quando da fusão do gelo (LOURENÇO, 1986).

Todos os depósitos de terraço apresentam permeabilidades variáveis e reduzidas, consoante a percentagem da matriz argilosa for menos ou mais abundante.

A descrição destas formações de cobertura, ainda que pouco espessas, é importante porque se os depósitos de cobertura forem impermeáveis a água não se poderá infiltrar, logo não poderá circular no substrato, diminuindo, nesses casos, o valor do escoamento subterrâneo.

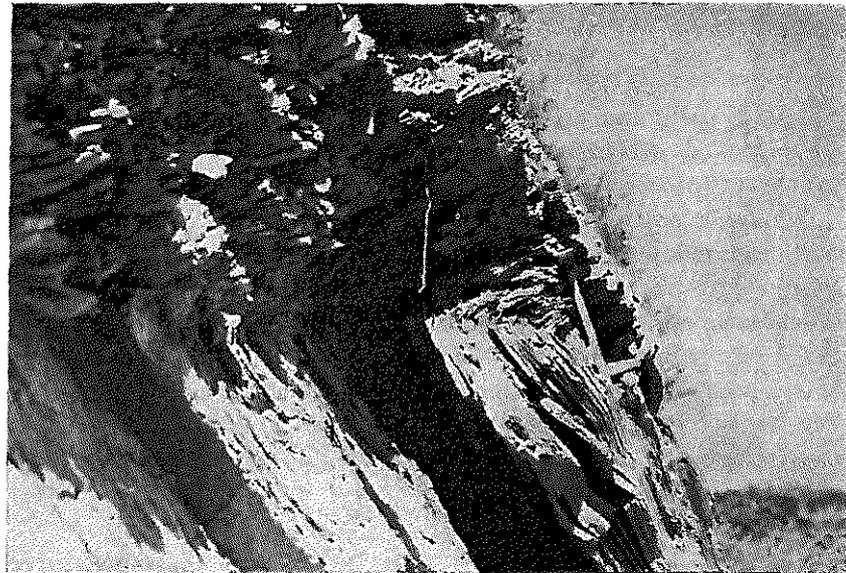
2. GEOMORFOLOGIA

Grande parte da análise geomorfológica da bacia do Alva encontra-se em trabalhos já publicados (DAVEAU, 1969, 1971 e 1972; FERREIRA, 1980). O estudo dos processos, todavia, merece uma análise mais aturada.

O presente ensaio, ao preocupar-se essencialmente com os aspectos mais directamente relacionados com o escoamento fluvial, começa com a descrição e interpretação das principais subdivisões naturais em que se insere a rede de drenagem, as unidades geomorfológicas. Passa-se, depois, à caracterização da forma e da evolução recente do vale do Alva, à apresentação de alguns aspectos gerais que se prendem com a quantificação da forma e do relevo da sua bacia hidrográfica e, finalmente, ao estudo pormenorizado da sua rede fluvial, através da análise morfométrica.



FOT. 3. Xistos subverticais cobertos pela «camada deslizante» constituída essencialmente por calhaus de xisto, sub-horizontais (Barreira da estrada para o Parque de Campismo de Coja).



FOT. 4. Pormenor da deformação superficial dos xistos subverticais provocada pela movimentação do material sobrejacente (Barreira da estrada para o Parque de Campismo de Coja).

2.1. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS PRINCIPAIS

A bacia hidrográfica do rio Alva desenvolve-se em duas unidades diferentes: a «Cordilheira Central» e a «Plataforma da Beira Alta»¹¹. Ocupa, deste modo, as vertentes ocidentais das serras da Estrela, Alvoaça, Açor e Aveleira e o bordo Sueste do Plataforma da Beira Alta (figs. 1 e 4).

O rio Alva corre, praticamente, no contacto entre estas duas formações, de Nordeste para Sudoeste, a partir de Vila-Cova-à-Coelheira. A razão principal para a existência desta situação fica a dever-se ao facto da superfície da Plataforma inclinar para Sudoeste ao mesmo tempo que as vertentes da Cordilheira inclinam para Noroeste.

Na parte terminal do seu percurso afasta-se deste contacto, por não ter podido desgastar os depósitos de sopé aí existentes, cuja conservação foi facilitada pela presença da crista quartzítica de S. Pedro Dias, que fecha a bacia a Sudoeste e à base da qual o Alva se adaptou, mudando de direcção (REBELO, 1984, p. 321).

Apontadas as duas unidades geomorfológicas em que o Alva desenvolve a sua bacia, passa-se agora à análise mais circunstanciada de cada uma delas.

2.1.1. *Cordilheira Central*

No sector em estudo é perfeitamente possível dividi-la em duas subunidades completamente diferenciadas e que por isso se tratarão individualmente. A primeira delas é constituída pelas serras da Estrela e da Alvoaça e a segunda pelas do Açor e da Aveleira.

2.1.1.1. *Estrela-Alvoaça*

Acompanhado a linha de cimos, desde o extremo Nordeste, constata-se que, nesta primeira sub-unidade, a subida se processa por degraus, correspondentes a prováveis escarpas de linha de falha, cujos patamares representam os restos de uma antiga superfície plana.

Os patamares que parece possível individualizar, de Nordeste para Sueste, são quatro: Corgo das Mós (1552 m), Curral do Martins (1721 m), Cume (1873 m) e por fim, a superfície culminante, a Torre (1973 m), que termina na «imponente quebrada da Serra» (F. MARTINS, 1940, p. 26).

¹¹ Estas unidades foram assim denominadas por O. RIBEIRO (1949). Também em 1949, P. BIROT, à «Plataforma da Beira Alta» chamou «Fosso do Mondego» e em 1978, BRUM FERREIRA, designou-a por «Plataforma do Mondego».

A «quebrada da serra» é adocada por três esporões definidos por outras tantas linhas de cumeada que separam, de ocidente para oriente, a bacia do Alva, propriamente dita, da bacia da rib.^a de Loriga, esta da bacia do Alvoco e, por fim, esta da bacia do Zêzere.

Os primeiros esporões, de direcção geral Nordeste-Sudoeste, arrancam dos dois patamares mais desenvolvidos, os do Rodeio Grande (1856 m) e do Malhão Grosso (1893 m), prolongamentos para ocidente do Cume e da Estrela, respectivamente, apenas separados pelos Covões do Boeiro, do Meio, da Nave e da Areia, a parte inicial da rib.^a de Loriga. O do Rodeio Grande prolonga-se até à Penha do Gato (1771 m) e daí cai abruptamente para 1419 m, no colo de acesso a S. Bento (1534 m), que lhe fica sobranceiro. A partir daqui a linha de festo apresenta uma descida mais suave, às vezes com ligeiras subidas, após a travessia dos colos, passando, sucessivamente, por Castelo (1078 m), Avelreira (894 m), S. Gião (761 m) e Carvalha (625 m) indo terminar na Ponte das Três Entradas, no local da confluência dos rios Alva e Alvoco (fig. 2 e 3).

A cumeada que parte do Malhão Grosso (1896 m) inicia a descida da «quebrada», por altura da Penha dos Abutres (1822 m), em direcção a Arcazes (1193 m), mas, antes de o alcançar, inflecte para ocidente, no Cêrro das Naves e, depois de passar os Cabeços do Frade (1015 m) e das Fontes (1058 m), separados pelo colo da Portela Selada, que é atravessado pela estrada Loriga-Alvoco da Serra, alcança o Forno da Moura (1070 m). Continuando a descida pela Lomba do Fontão, passa pelo Soito (903 m) e morre, frente às povoações do Muro e da Barreosa, na confluência das ribeiras de Loriga e de Alvoco.

O terceiro esporão, o que serve de partilha de águas entre as bacias hidrográficas dos rios Tejo e Mondego, através dos seus afluentes Zêzere e Alvoco, é dos três o mais importante, por ter ligação com a Serra do Açor. Como os anteriores, projecta-se também para Sudoeste, a partir do Alto da Torre, através da linha definida pelos vértices geodésicos Taloeiros (1514 m), Muralha (1487 m) e Fojo (1339 m) que, no conjunto, constituem a serra da Alvoaça.

Na base deste esporão encontra-se um sector deprimido, de ligação com o compartimento Açor-Avelreira, onde a linha de cimos raramente ultrapassa os 1.000 metros. Este sector fica compreendido entre Bulde (975 m) e o colo que corresponde à base da escarpa que levanta o Gondufo (1342 m), passando pelo Alto da Portela (1067 m) entre as portelas das Pedras Lavradas (\approx 865 m) e da Carvalha (\approx 988 m) (fig. 2 e 3).

A análise do conjunto desta vertente Sudoeste da Serra da Estrela é assaz complexa e foi feita por S. DAVEAU (1969, pp. 164 e segtes.). Resulta da

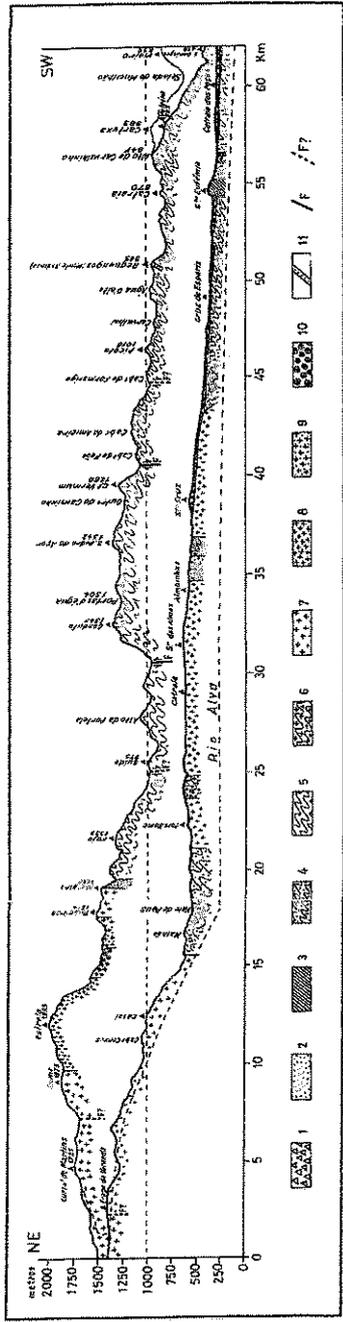


FIG. 4

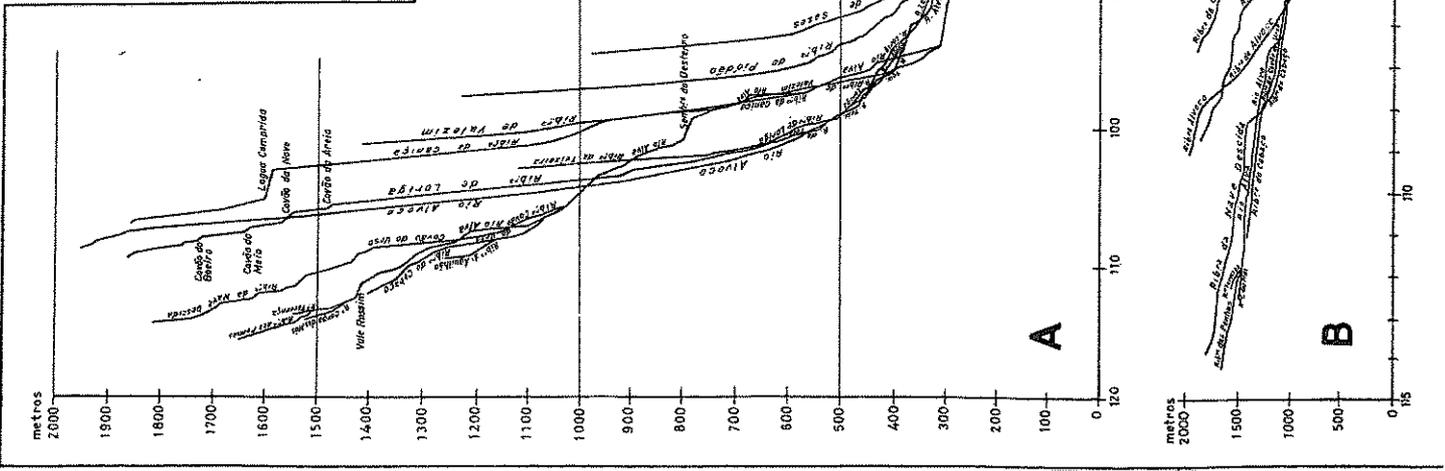


FIG. 5

conjugação de diversos factores, litológicos, tectónicos e erosivos, sendo difícil estabelecer com precisão o contributo de cada um deles pois, como muito bem sintetiza «ce grand escarpement doit une partie de ses traits à une érosion différentielle ancienne, alors qu'il a été retouché récemment par des jeux de blocs et une entaille vigoureuse d'érosion linéaire» (op. cit., p. 167).

2.1.1.2. Açor-Aveleira

Com a subida do Gondufo (1342 m) entra-se no compartimento mais elevado das serras de xisto, com 1342 m também em S. Pedro-do-Açor, e que termina no Cabeço Vermum (1280 m). Depois, a cumieira, ora subindo, ora descendo, vai percorrer os cabeços do Peão (1109 m), Amieira (1155 e 1145 m), Formarigo (985 m), Picoto (1116 m), Carvalhal (928 m), Água d'Alte (963 e 971 m), Reguengos ou Monte Redondo (968 m), Catraia (870 m) e Alto do Carvalhinho (947 m) prolongando-se pela Gatuxa (963 m) e Vieiro (859 m), já fora da bacia hidrográfica do Alva. A divisória de águas da bacia desce um pequeno esporão que do Alto do Carvalhinho se dirige para S. Domingos (418 e 442 m), passando pelo cabeço da Aveleira (797 m) (fig. 2 e 4).

As encostas destes cabeços são, em regra, muito abruptas, entalhadas por vales profundos mas, de onde em onde, projectam-se para o quadrante Norte através de alguns contrafortes, dos quais se destacam apenas os principais.

O primeiro deles, começando de Nordeste para Sudoeste, é o que do Gondufo (1342 m) dirige dois ramos, um para Nordeste e outro para Norte. O ramo Nordeste segue para Balocas (1030 m), Paço das Eiras (719 m) e, sempre descendo, acaba por morrer de encontro ao rio Alvoco; o outro ramo percorre a Lomba do Malhadinho, passa por Carvalheiros (836 m) e termina, também, de encontro ao Alvoco, a montante de Vide (fig. 3).

FIG. 4 — Perfis projectados do rio Alva e dos limites noroeste (1.º plano) e sueste (último plano) da sua bacia hidrográfica. 1 — depósitos grosseiros; 2 — depósitos finos; 3 — quartzitos; 4 — xistos mosqueados e andaluzíticos, metagrauvaques e corneanas; 5 — xistos argilosos, xistos grauvacóides e quartzitos cinzentos; 6 — complexo xisto-granítico-migmatítico; 7 — granito porfiróide de grão grosseiro; 8 — granito não porfiróide de grão grosseiro; 9 — granito não porfiróide de grão médio; 10 — granito não porfiróide de grão fino; 11 — quartzo; F — Falha; F? — Falha provável.

FIG. 5 — Perfis longitudinais do rio Alva e dos seus principais afluentes.

A — escala vertical ampliada 37¹/₂ vezes;

B — escala vertical exagerada 2¹/₂ vezes.

O segundo contraforte, arranca do Outeiro do Caminho, rumo a Nor-nordeste, mas não com a simplicidade do anterior, pois articula-se «à maneira de um botaréu na arquitectura serrana. (...) A linha de festo, sempre elevada⁽¹²⁾ passa por Barreiros (1088 m) e culmina no Alto-da-Senhora-das-Necessidades, a 1244 metros, numa cúpula sobranceira às alturas em redor, tendo na toponímia local o nome de Colcorinho» (F. MARTINS, 1940, p. 28) ou simplesmente Cabeço, dada a sua importância relativamente aos restantes.

Daqui partem dois esporões: um para Nordeste e outro para Oesno-roeste, respectivamente. O de Nordeste, menos extenso, desce para o Barroqueiro (967 m), segue pela Lomba das Lages e alcança o rio Alvoco, em Vide. O outro, descendo vertiginosamente as Lombas da Malhada Larga e da Malhada do Pai, quebra o ímpeto da descida pelos 700 metros, mantendo-se por cotas próximas desse valor (Mendacha, 724 m) ou ligeiramente inferiores, até se voltar a ramificar, ao cimo das Tapadas, e de novo descer abruptamente para o Alva (fig. 2).

Por fim, o último dos contrafortes considerados, projecta-se da Amieira (1145 m) para Noroeste. Logo no início subdivide-se em dois, um deles, sempre a descer rumo ao Norte, alcança a rib.^a de Pomares, na confluência com a da Gramaça. O outro, desce rapidamente até atingir o Monte Frio (867 m), fazendo-o depois mais lentamente, passando mesmo a subir para chegar a Chama (781 m) e ao Carvalhal (775 m). Segue-se nova descida, relativamente suave, até aos Tosqueirões (424 m) e termina, com declive acentuado, de encontro ao Alva, em frente à povoação do Barril de Alva.

Após esta sumária descrição das formas mais salientes, cabe sistematizar as causas mais usuais na formação dos relevos existentes na bacia. A explicação para muitos deles, passa por causas tectónicas, bem patentes no elevado número de roturas de declive encontradas nas vertentes, e nalgumas superfícies aplanadas, deslocadas da sua posição inicial, que se associam aos movimentos responsáveis pelo soerguimento da Cordilheira. Além destas, só localmente, as diferenciações litológicas ou as condições climáticas foram responsáveis ou puderam contribuir para a construção ou manutenção de certas formas.

Como exemplos de relevos de dureza podem referir-se os dois mais evidentes no xisto. O interflúvio do Barroqueiro, a Nordeste do Colcorinho, onde os xistos são predominantemente argilo-gresosos, frequentemente ardo-

¹² Das duas portelas existentes, Portas do Inferno e Penedos Altos, só a última é inferior a 1.000 m.

síferos, alternantes com grauvaques e, por vezes, com delgadas bancadas de quartzito. O Monte Redondo é outro exemplo de relevo de dureza mas, desta vez, os xistos são atravessados por numerosos filões de quartzito leitoso que, além de os endurecerem localmente, contribuem para a manutenção da forma saliente.

Finalmente, os processos erosivos sub-actuais associados ao frio e os actuais são os grandes responsáveis pelo modelado das vertentes que se observam, talhadas muitas vezes em xistos argilosos, propícios a um rápido evoluir, o que dificulta a conservação das formas antigas e, em consequência, a própria interpretação das mesmas.

Nas vertentes abrem-se facilmente valeiros que rapidamente passam a barrocas estreitas e profundas resultantes, em regra, da exploração da numerosa rede de fracturas favorável à incisão. Por vezes, encontram-se fossilizadas por depósitos de vertente, nalguns casos novamente em fase de rejuvenescimento, o que atesta alterações climáticas muito recentes com a consequente mudança de actuação de processos que conduziram à desorganização de, pelo menos, parte da drenagem, fossilizando-a. Assiste-se actualmente a nova vaga de erosão regressiva, traduzida pela incisão vertical que leva ao desmantelamento desses pequenos depósitos.

2.1.2. *Plataforma da Beira Alta*

A superfície planáltica nem sempre se encontra bem conservada, na bacia hidrográfica do rio Alva, tanto porque contém algumas formas embutidas nessa superfície, como porque outras lhe ficam acima.

Entre as formas embutidas, umas devem-se a causas tectónicas, que provocaram o abatimento da superfície, e outras ao apelo vigoroso do rio Alva, que muito contribui para a dissecação do Planalto, esventrando a sua superfície e criando, por isso, um grande número de formas ocas, correspondentes aos vales que a drenam.

As formas salientes ficam a dever-se à dureza de certas rochas, quartzitos, por exemplo, cuja resistência aos agentes erosivos permite a sua manutenção acima da superfície, ou à conservação de alguns depósitos resultantes da acumulação de materiais no sopé das vertentes da Cordilheira Central, hoje também já muito dissecadas, pelo menos em parte.

Passando à análise destas sub-unidades verifica-se que da própria Plataforma da Beira Alta apenas se conservam vestígios, constituídos por alguns retalhos, ainda poupados pela erosão, situados a Nordeste da bacia.

Estes elementos, alongados e estreitos, apresentam diversas orientações, dimensões e altitudes, consoante a sua localização (fig. 2 e 3).

Entre as cristas quartzíticas de S. Pedro Dias e de St.^a Eufémia, andam pelos 270-290 m de altitude, dispondo-se em «duas faixas com orientações quase perpendiculares (NNO-SSE, entre Cruz do Soito e Catraia dos Poços e E-O, entre Paradela e Moita da Serra). (...) 4 km de comprimento por 250-500 m de largura no elemento de orientação NNO-SSE (a largura aumenta para Norte) e 8 km por 500 m no de Paradela a Moita da Serra. Para Leste de Catraia dos Poços alarga-se e atinge 1,3 km a Norte de Urgueira; mas para Oeste a largura média é de 500 m...» (FERREIRA, 1980, p. 16).

Abaixo dele, desenvolve-se um outro nível, pelos 250 m, que inclina para o rio, descendo até aos 200 m e está associado à evolução recente da drenagem. Prolonga-se para Leste da crista de St.^a Eufémia, com direcção Sudoeste-Nordeste desenvolvendo-se por cerca de 8 km de comprimento. A sua largura é muito variável: 1,5 km a oriente da crista, alarga para 2 kms, o valor máximo, e quase logo desaparece no contacto das cabeceiras das ribeiras de Mouronho, a Sul, e de Gualdim, a Norte. Para Nordeste, a largura, por vezes pouco ultrapassa os 200 m enquanto que a altitude aumenta paulatinamente de 276 m, junto à crista, para pouco mais de 340 m, a ocidente do cruzamento da EN 17 para Pinheiro de Coja/São João da Boa Vista, o que lhe confere um declive médio próximo de 1%.

Para Leste deste cruzamento parece existir um pequeno levantamento que certamente terá contribuído para a exumação do Planalto pelo que os seus retalhos aplanados estão mal conservados, devido à proximidade das cabeceiras das redes de drenagem de alguns dos afluentes dos rios Alva e Mondego. A partir de Vendas de Galizes-St.^a Ovaia, pode tentar-se de novo a reconstituição da superfície, agora ainda mais elevada. Enquanto a Sul de Vendas de Galizes, anda pelos 500-519 m sobe depois, suavemente, até ao Senhor das Almas (586 m), no km 75 da EN 17. Segue-se uma certa indecisão, com subidas e descidas alternadas, alcançando-se duas vezes as cotas de 586 m e de 585 m. Nos colos, que separam estas saliências, as cotas nunca são inferiores a 560 m.

Depois, durante cerca de 2 km entre a Catraia de S. Paio (575 m) e a Chamusca, há uma nova subida, muito suave, com declive médio inferior a 0,5%. Após a Chamusca e até ao km 88 da EN 17, no cruzamento para Vila Cova-à-Coelheira, volta a indecisão. Primeiro uma subida mais acentuada leva aos 608 m, depois, uma descida conduz aos 563 m, na Póvoa das Quartas. Nova ascensão e alcança-se o ponto mais elevado, 618 m, nova descida para os 564 m e, passado o Bom Nome (585 m), com repetidas subidas e descidas, por volta dos 550-560 m, atinge-se o fim da superfície aplanada (fig. 2). Foram percorridos, deste modo, cerca de 15 km, sobre os restos do último elemento, que seria, sem dúvida, mais plano e mais extenso

para Sueste, mas que o apelo vigoroso do Alva, 300 m lá em baixo e distante apenas de 750 a 1 600 m, não permite manter conservado.

Aliás, este prolongamento para Sueste, deveria aparecer na margem esquerda do Alva, o que não se verifica por aí se erguer a Cordilheira Central. Conservam-se, apenas, alguns retalhos aplanados, já um pouco soerguidos relativamente aos níveis da margem direita, mas que parecem ligar-se-lhes. Indicam-se, por ordem crescente do valor da altitude, encontrando-se, os mais baixos e mais extensos, entre as ribeiras de Coja e de Pomares. Os mais pequenos localizam-se a leste de Folques e a Sueste de Arganil. Entre a ribeira de Pomares e o rio Alvoco situa-se um outro, bastante extenso, mas cuja altitude já é considerável, pelo que subsistem dúvidas quanto à sua integração neste conjunto.

2.1.2.1. *Formas embutidas*

Viu-se que a Plataforma se encontra muito dissecada, sendo o principal elemento dessa dissecação o rio Alva, que nela corre encaixado, primeiro num vale rectilíneo e depois, num vale extremamente sinuoso.

Trata-se, tanto num caso como no outro, de uma adaptação à estrutura. No primeiro caso, aproveita uma superfície embutida tectonicamente, uma fossa, para traçar o seu vale, enquanto que a meandrização se deve a uma adaptação à rede de fracturas. As curvaturas apresentam a particularidade de serem compostas, muitas vezes, pela associação de vários tramos rectilíneos mais ou menos paralelos entre si e perpendiculares aos anteriores e de estarem separadas, uma das outras, por tramos rectilíneos mais alongados formando, no conjunto, um reticulado característico, traduzido no rígido delinear dos meandros encaixados.

Do rio principal partem diversos afluentes que, adaptando-se à rede de fracturas, e dada a fraca resistência dos materiais, xistos e depósitos de cobertura, desenvolveram facilmente complexas redes de drenagem, cavando profundos vales em V, de vertentes abruptas. A incisão é ainda facilitada pela proximidade do nível de base local.

O vigoroso apelo erosivo que o Alva transmite aos seus afluentes é, pois, o principal responsável pela rápida dissecação do Planalto, facilitada pela pouca dureza das rochas e pela rede de fracturas, e que é tanto mais acelerada quanto mais próximo se encontrar o rio Alva. Deste modo, a expensas da rede de drenagem, desenhou-se na Plataforma um conjunto de formas ocas, com origem diferente das fossas tectónicas.

A mais importante destas corresponde ao «graben» estreito e complexo, onde o Alva instalou o sector rectilíneo mais desenvolvido do seu leito e

que se estende, «grosso modo», desde a confluência do Alva com a ribeira de Valezim até à do Alva com a rib.^a de Pomares.

Já FERNANDES MARTINS (1940, p. 95), ao comparar os perfis longitudinais do Mondego e do Alva, entre as cotas de 300 a 230 m, notara que «o traçado do tributário se desenha sob o curso do principal até à cota 230. Se considerarmos a evolução regular das redes hidrográficas, tal facto surge como uma anomalia, cuja explicação capaz nos será dada por um vale de fractura, de resto revelado pelas fontes termas das Caldas-de-S. Paulo e do Pontão-da-Rapada...».

Não se trata, apenas, de um simples vale de fractura mas de um «graben» complexo, esquematizado nalgumas figuras gerais (O. RIBEIRO, 1968, fig. 6; S. DAVEAU, 1977, fig. 4; DENISE B. FERREIRA, 1981) mas de difícil marcação em mapas de pormenor. É fácil sentir que as falhas estão lá. Basta rolar no fundo largo do vale e observar a rigidez e a imponente das vertentes, especialmente a de Noroeste, correspondente à evolução da escarpa de falha. A vertente, de tão abrupta, parece ameaçar desmoronar-se, a cada momento, e soterrar tudo e todos. É com dificuldade que se vence a sua subida, através de estradas muito sinuosas, para atenuarem a ascensão, e que do fundo deste estreito «graben» conduzem da Rapada, de Penalva de Alva ou de Sandomil, ao planalto e à EN 17.

A Sueste, a vertente é menos imponente, provavelmente por se tratar, pelo menos localmente, de uma escadaria tectónica, levando a que a subida se faça por degraus e a que seja mais difícil a ocorrência de desníveis tão acentuados.

Desenvolvem-se outros «grabens» no contacto Plataforma-Cordilheira, mas apenas um merece referência particular. Trata-se do que se desenvolve a leste de Arganil e a sua importância advém do facto de ter contribuído para a conservação do depósito que o preenche e que será tratado adiante.

2.1.2.2. *Formas salientes*

No que respeita a formas salientes já se referiu a crista quartzítica de S. Pedro Dias, se bem que só as encostas orientais interessem à bacia em estudo.

É o prolongamento para Sul da serra do Buçaco. Uma falha divide-a em dois blocos, soerguendo o de Sul, originando-se, assim, duas serras: Atalhada (368 m) e Bidueiro (439 m).

Outra crista, a Nordeste desta, a de St.^a Eufémia, também parece basculada para Sueste. Proporciona um pequeno relevo, a serra da Moita (369 m), que visto de longe, se assemelha ao dorso de um cetáceo,

como que a emergir da Plataforma. O comando sobre o planalto, inferior a 100 metros, é mais reduzido que no Bidueiro, onde ultrapassa os 200 metros.

O topo destas cristas é, em regra, aplanado, conservando, por vezes, depósitos greso-conglomeráticos, enquanto as vertentes apresentam declives acentuados.

A extremidade Sueste da crista de St.^a Eufémia estreita e perde-se, por falha, sob os depósitos grosseiros que preenchem o «graben» há pouco referido. É, de novo, levantada pelas falhas que o delimitam, dois quilómetros mais a Sueste, originando a colina do Monte Alto, onde os quartzitos, que continuam a assentar sobre as rochas do complexo xisto-grauváquico, se encontram muito tectonizados.

O Monte Alto, face à sua posição, no contacto do Planalto com a Serra e, sensivelmente, a meio do Alva inferior, é, sem sombra de dúvida, um dos locais favoritos, senão mesmo o ideal, para quem queira dominar toda a paisagem interessada à problemática do Baixo Alva.

Existe outro pequeno afloramento de quartzitos, a leste do Monte Alto, sem significado geomorfológico.

As outras formas salientes são constituídas por materiais detriticos, geralmente depósitos grosseiros, assentes em depósitos finos, areno-argilosos, suportados por sua vez pelos xistos. Por vezes, o depósito grosseiro, mais espesso do que o depósito fino, repousa directamente nos xistos.

A serra mais ocidental, talhada sobre estes materiais, é a de St.^a Quitéria. Fecha a bacia a Sul. Apresenta uma orientação Oeste-Este e, especialmente nessa direcção, o seu perfil é trapezoidal, típico das «rañas». A superfície culminante, completamente aplanada, desenvolve-se acima da curva dos 490 m, em mais de um quilómetro de extensão, com uma largura, geralmente, superior a 100 m e com as cotas máximas de 492 e 493 m, a ocidente e a oriente, respectivamente.

Esta superfície plana, com um comando de 200 m sobre a plataforma inclinada da Beira Alta corresponde, certamente, ao topo conservado de parte da superfície de enchimento dos depósitos com características fanglomeráticas que cobriram todo o Baixo Alva. Prolonga-se para Sueste, pela serra de Alcaria que, além de possuir uma altitude menor (455 m) apresenta uma orientação diferente (NO-SE) e contornos muito mais irregulares. Continuando para oriente individualiza-se, ainda, o Alto da Samoa, um pouco mais baixo (424 m) e orientado de Sudoeste para Nordeste.

A Leste de Arganil encontram-se os depósitos grosseiros que fossilizaram a parte Sueste da crista de St.^a Eufémia e que proporcionam uma forma orientada Oeste-Este, com cerca de 3 kms de comprimento. Apresenta vertentes assimétricas, sendo a que olha a Sul muito mais abrupta do que

a voltada a Norte, porque na base daquela corre a ribeira de Folques que, além de atacar a base da vertente, facilmente evacua os materiais dela caídos, mantendo-lhe a verticalidade e fazendo-a recuar para Norte (fotos 5 e 6).

Os cimos, embora aplanados, não se encontram bem conservados, pelo que não é seguro tentar uma reconstituição do topo da superfície de enchimento. Pelos elementos disponíveis, a colina de Travanca parece inclinar ao contrário das elevações anteriores, cuja altitude decresce para oriente, ao passo que nesta é mais baixa a ocidente (Travanca, 330 m), tendo no centro cerca de 333 m e a oriente ultrapassa os 340 m. Tratar-se-á dum basculamento do «graben», para ocidente?

A principal particularidade deste depósito advém do facto de ser constituído, quase exclusivamente, por blocos e calhaus de xisto, embalados numa matriz argilosa. Os calhaus de quartzo de filão, são às vezes grandes e numerosos e os calhaus de quartzito são raros ou estão ausentes, o que facilmente se explica, se atentarmos na composição litológica das serras que ficam a Sul e que forneceram os materiais para este depósito.

Mais espanta que este relevo, conhecido por «raña de Folques», se encontre preservado, pois os calhaus de xisto facilmente se alteram, transformando-se em argila, de fácil evacuação. Certamente, foi essa mesma argila que, formando um manto impermeável à superfície, não permitiu o «apodrecimento» das patelas de xisto subjacentes, que, uma vez postas a descoberto, são presas fáceis das águas torrenciais, como atesta o barranco por elas aberto situado a meio da vertente sul, em frente a Valbona (fot. 7).

Mais terá contribuído para essa conservação o facto do depósito ocupar uma fossa tectónica que seguramente se conservou, durante algum tempo a uma cota inferior, e que poderá ter rejogado recentemente, elevando-o.

Além de ajudar a explicar a manutenção do depósito, permite explicar também o alinhamento rígido da rib.^a de Folques, entre esta povoação e Arganil, difícil de entender por simples e sucessivas capturas das ribeiras da Aveleira e do Salgueiro, que deveriam dirigir-se, directa e isoladamente para o Alva.

Os depósitos com estas características ainda se prolongam para Nordeste, mas não originam relevos importantes, antes dão lugar a formas planas, correspondentes, certamente, a superfícies de erosão, talhadas pelo Alva durante o seu encaixe.

2.2. CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DOS VALES E SUA EVOLUÇÃO RECENTE

Nada melhor do que o traçado de perfis topográficos, transversais e longitudinais, pode ilustrar o modo como se processou a evolução recente

dos vales. Para isso, construíram-se, a partir da Carta Militar de Portugal, 1:25.000, os perfis longitudinais do rio Alva e dos seus afluentes principais bem como uma série de perfis transversais ao vale que, de montante para jusante, mostram a evolução da sua forma.

2.2.1. *Análise dos perfis longitudinais*

Do exame comparativo dos perfis longitudinais dos rios Alva e Alvoco, a montante da sua confluência, na Ponte das Três Entradas ressalta, por um lado, a evolução harmoniosa do Alvoco e das ribeiras a ele afluentes (Piódão, Loriga, Teixeira) traduzida pela concavidade basal do perfil, próxima do «perfil de equilíbrio» de DAVIS e, por outro lado, as imponentes roturas de declive, marcadas por ângulos acentuados, encontradas ao longo do Alva, muitas vezes nas confluências com afluentes (Valezim, Caniça, Cabaço) resultando, assim, perfis longitudinais completamente distintos para os dois rios (fig. 5).

Estas diferenças ficam a dever-se, entre outras, a duas causas principais: a componente litológica das formações em que assentam as redes de drenagem e a idade dos elementos fluviais. Deveria apontar-se, ainda, uma terceira condicionante, a tectónica, que permanece como elemento essencial no desenvolvimento da rede hidrográfica do Alva mas que, no caso da regularização vertical dos perfis longitudinais do Alvoco e seus afluentes, foi superada, em grande parte, pelas outras causas, permanecendo apenas como elemento fundamental do desenvolvimento horizontal das redes hidrográficas pelo que será tratada à parte.

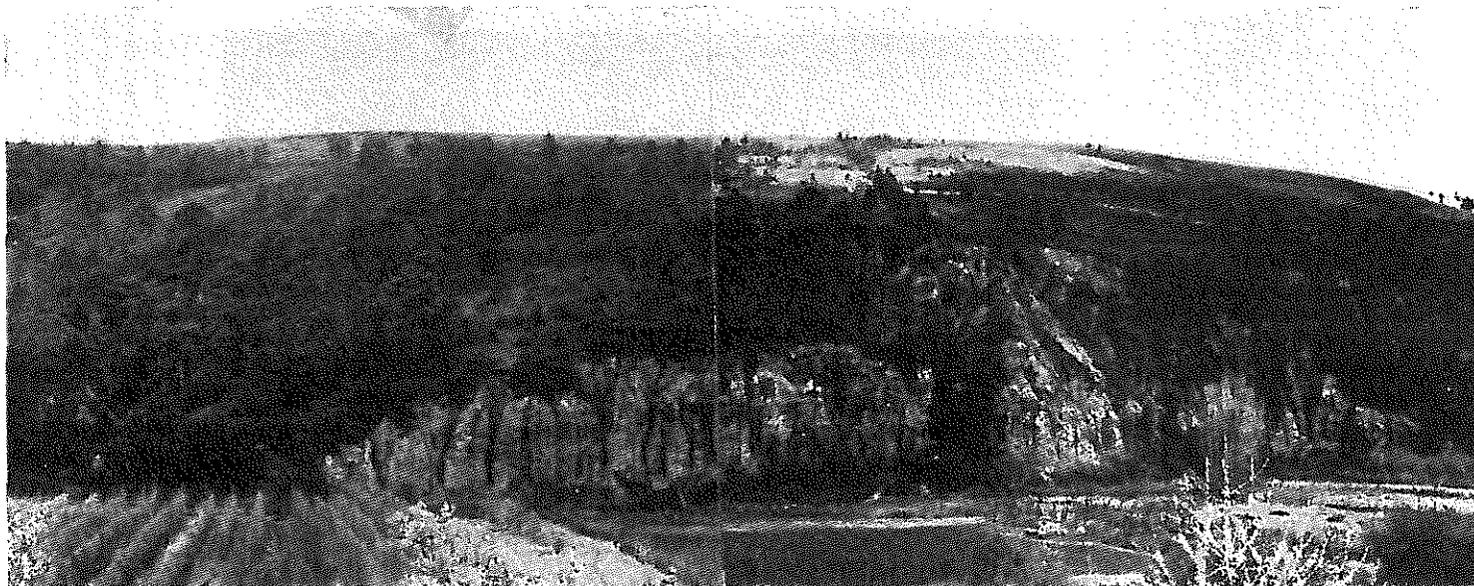
Comparativamente, o Alva, pelo menos a montante de Vila-Cova-à-Coeleira, a partir da confluência com a rib.^a de Valezim, parece ser mais «jovem» do que o Alvoco. Resultou da captura de antigos elementos de direcção Este-Oeste, uma delas, cuja drenagem se faria para o actual rio Cobral, ter-se-à dado por alturas da Sr.^a do Desterro (DAVEAU, 1969, p. 59) e de um recente remontar de cabeceiras, com intensa adaptação à rede de fracturas. Estas facilitam-lhe uma não menos importante incisão vertical que, facilmente, suplantou as marcas deixadas pela antiga glaciação, nomeadamente a perda de importância do Covão do Urso e que deixa alcandorados os antigos elementos de direcção Este-Oeste.

Pelo contrário, o Alvoco e seus afluentes parecem mais antigos não só por apresentarem perfis mais evoluídos (DAVEAU, 1969, p. 60) mas também porque os vales se encontram mais abertos.

A evolução mais harmoniosa do Alvoco foi-lhe facilitada, em parte, por correr, como os seus principais afluentes, sobre rochas xisto-grauvacóides,



FOR. 5. Vista geral do vale da ribeira de Folques e dos depósitos grosseiros situados a Leste de Arganil.



FOT. 6. Paredes verticais ravinadas na vertente Sul do relevo constituído pelos depósitos grosseiros, vistas de Folques.

mais facilmente desgastáveis, enquanto que o Alva cava o leito em rochas granitóides que lhe dificultam a regularização dos principais degraus encontrados no seu percurso.

Para simplificar a análise comparativa dos perfis longitudinais destes rios subdividiram-se em sectores, separados pelas roturas de declive mais importantes (fig. 6), de que se calcularam os declives médios (Quadro I) e que, obviamente, confirmaram um perfil mais evoluído, convexo-rectilíneo-côncavo para o Alvoco e um perfil irregular, cheio de sobressaltos, para o Alva.



Fot. 7. Pormenor do interior do barranco visível no canto inferior esquerdo da Fot. 5. Salienta-se a alternância de leitos grosseiros em que predominam os calhaus de xisto, misturados caoticamente com quartzos de filão, com leitos mais finos em que dominam as patelas de xisto de pequenas dimensões embaladas numa matriz argilosa.

QUADRO I — Declives médios nos rios Alva superior e Alvoco

Rio	Local	Distância à Nascente (m)	Altitude (m)	Diferença de		Declive Médio (‰)
				Distância (m)	Altitude (m)	
A L V A S U P E R I O R	Nascente	0	1 651			
	Várzea	8 000	1 210	8 000	441	52,66
	Rib. ^a do Cabaço	8 625	1 060	625	150	240,00
	2 km a jusante da Bgem. da Sr. ^a Desterro	17 550	680	8 925	380	42,58
	Rib. ^a da Caniça	18 000	560	450	120	266,67
	Rib. ^a de Valezim	21 125	310	3 125	250	80,00
	Rio Alvoco	40 800	220	19 675	90	4,57
	<i>Média na Montanha</i>	—	—	21 125	1 341	63,48
	<i>Média no Alva Superior</i>	—	—	40 800	1 431	35,07
	A L V O C O	Nascente	0	1 955		
Início da Quebrada		1 000	1 850	1 000	105	105,00
Rib. ^a do Levantejo		4 000	790	3 000	1 060	353,33
Rib. ^a de Valcovo		8 500	525	4 500	265	58,89
Rib. ^a da Teixeira		13 500	380	5 000	145	29,00
Rib. ^a do Piódão		21 000	295	7 500	85	11,33
Rio Alva		33 000	220	12 000	75	6,25
<i>Média no Alvoco</i>				33 000	1 735	52,58

Os declives acentuados nos tramos de montante ao diminuírem, drasticamente, para jusante originam perfis longitudinais côncavos que são, pelas causas já apontadas, uma constante das principais ribeiras que se despenham das vertentes xistosas da Cordilheira Central. É o caso do Alvoco. Inicialmente, apresenta declives superiores a 350‰ e, nos últimos quilómetros do seu percurso, pouco ultrapassam 6‰ (Quadro I).

O Alva, que ainda se encontra muito distante da concavidade ideal, também tende para ela, embora a rotura dos 310 m lhe defina dois sectores completamente diferentes¹³.

Esta rotura de declive, nitidamente tectónica, deixa o Alva suspenso sobre o seu afluente rib.^a de Valezim, transformando um «Alva de Mon-

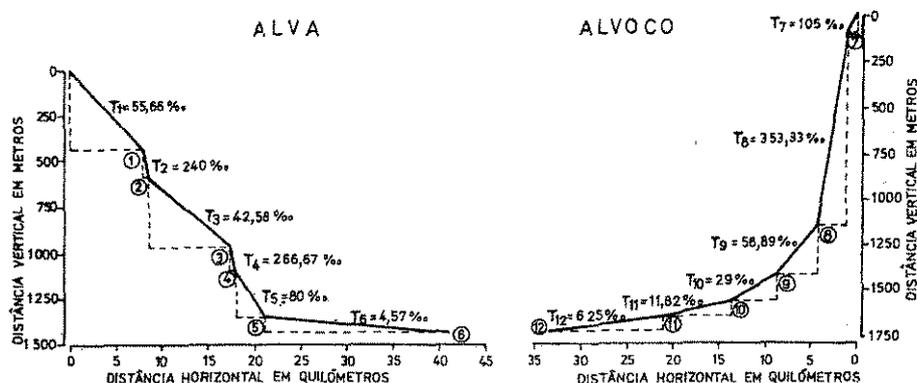


FIG. 6 — Declives médios dos principais tramos dos rios Alva e Alvoco, a montante da Ponte das Três Entradas. 1. Várzea (1 km a montante do Sabugueiro); 2. Confluência com a rib.^a do Cabaço; 3. 2 km a jusante do Açude da Sr.^a do Desterro; 4. Confl.^a com a rib.^a da Caniça; 5. Confl.^a com a rib.^a de Valezim; 6. Confl.^a com o rio Alvoco; 7. Início da «Quebrada»; 8. Confl.^a com a rib.^a do Levantejo (S. Jorge); 9. Confl.^a com a rib.^a de Valcôvo; 10. Confl.^a com a rib.^a da Teixeira; 11. Confl.^a com a rib.^a do Piódão; 12. Confl.^a com o rio Alva.

NOTA: Habitualmente, os declives dos perfis longitudinais dos rios calculam-se de montante para jusante pelo que as alturas (distâncias verticais em metros) são marcadas a partir das nascentes, a que se atribui a cota de zero metros, e não desde o nível de base geral, fozes dos rios, como se faz geralmente ao construir os perfis longitudinais.

¹³ Para salientar outras roturas de declive, menos significativas, existentes nos tramos mais suaves, houve necessidade de sobrelevar significativamente a escala vertical (37,5 vezes) (fig. 5-A). Esse exagero é excessivo para os tramos de montante pelo que também se representam com uma ampliação vertical de, apenas, 2,5 vezes, muito mais próxima da realidade (fig. 5-B).

tanha», com um declive médio de 63,48‰, durante cerca de 21 km num «Alva de Planalto», encaixado, com um declive médio de 2,87‰, durante cerca de 94 km, até à sua confluência com o Mondego.

Torna-se, por demais evidente que os declives acentuados, antes da rotura dos 310 m, e os suaves, existentes após ela, imprimem, certamente, velocidades diferentes às águas que os percorrem com as naturais, mas também diferentes, consequências tanto do ponto de vista erosivo como do próprio escoamento fluvial¹⁴.

Os aspectos erosivos mais directamente relacionados com a moldagem dos vales abordar-se-ão quando se analisarem os perfis transversais e os relativos ao escoamento fluvial merecerão tratamento particular num capítulo só a ele dedicado.

O estudo detalhado do «Alva de Montanha» (figs. 5 e 6) permite observar dois tramos com declives médios superiores a 200‰ que aparentam ter géneses diferentes. O primeiro, com declive médio de 266,67‰, a montante da confluência com a rib.^a da Caniça, parece corresponder a uma «garganta de ligação» resultante da evolução de uma «barroca» afluente à rib.^a da Caniça que, favorecida por uma predisposição estrutural, capturou o Alva que actualmente lhe fica a montante. O segundo troço, com declive médio de 240‰, a montante da rib.^a do Cabaço, corresponde a um degrau tectónico cuja linha de falha é explorada pelas ribeiras do Cabaço (tramo final) e do Aguilhão que, cada vez mais, deixam o Alva «pendurado» por este não seguir aqui nenhuma linha de fractura e por isso ter mais dificuldade em aprofundar o seu leito.

Este perfil do Alva, convexo na generalidade, difere nitidamente do perfil longitudinal da rib.^a de Valezim, embora se desenvolvam sobre materiais rochosos semelhantes, por esta explorar um alinhamento tectónico e possuir, provavelmente, uma idade mais avançada.

A evolução dos rios Alva e Alvoco, a montante da sua confluência, não deixou as mesmas marcas, tanto menos relacionáveis quanto mais nos afastamos da Ponte das Três Entradas, fundamentalmente pelas dificuldades em regularizar os degraus provocados quer pelas capturas quer pela acentuada condicionante tectónica. Esta traduz-se particularmente na exploração vertical das linhas de fragilidade, que aumenta os desníveis dos patamares, de evolução muito lenta em climas temperados e frios, por serem constituídos de rochas granitóides, já de si duras. Finalmente, pela idade recente da rede de canais fluviais organizados no conjunto denominado «Alva de Montanha».

¹⁴ O declive é um dos factores primordiais do escoamento porquanto, à priori, a velocidade de escoamento fluvial varia na razão directa do declive do curso de água.

A relação das roturas de declives existentes nos canais principais com as dos seus afluentes nem sempre é directa porquanto, como se procurou demonstrar, nem todas elas se deverão às sucessivas fases de encaixe, ocorridas por mudanças cíclicas do nível de base local.

Algumas corresponderão a situações estruturais, degraus resultantes da deformação tectónica, incisão por aproveitamento de linhas de fragilidade e outras resultarão de dificuldades surgidas na travessia de soleiras de rocha dura, ou de capturas ou, ainda, nas cotas mais elevadas da Estrela, poderão associar-se a fenómenos de erosão glaciária, de que os Covões serão o exemplo mais flagrante, por serem dos mais marcados e frequentes.

Nos sectores terminais, menos declivosos, do Alva e do Alvoco, as roturas de declive devidas à estrutura parecem já ter sido superadas pelo que as existentes deverão explicar-se pela alternância de fases com relativa estabilidade de drenagem, contemporânea da formação dos terraços fluviais, com outras de encaixe, correspondentes ao aprofundar do leito. A sua relação também nem sempre é directa pois o Alvoco fornece um registo mais antigo, com importantes rupturas de declive a partir dos 380 m, cuja interpretação resulta difícil por só localmente existirem depósitos. Alguns deles conservam-se em meandros abandonados, geralmente fossilizados por depósitos de vertente (Ponte das Três Entradas, Alvoco de Várzeas, Vide, Barreosa e Muro), ou aproveitados agricolamente, nos níveis mais baixos, onde o corte dos pedúnculos foi feito muito recentemente, pelo homem, logo, de modo artificial (Barreosa, Frádigas e Coistorno, no rio Alvoco, Muro e Ladoeiro, na rib.^a de Loriga).

A relação entre os rios Alva e Alvoco só se esboça com alguma segurança abaixo dos 250 m, cuja rotura de declive se deve ligar aos terraços existentes na confluência, pelos 240 m, dos quais os melhor conservados se encontram fossilizados, ou já o estiveram, quer no meandro abandonado entre os dois rios, quer na margem sul, apresentando-se este localmente consolidado. Os declives médios existentes entre os 250 e 240 m são, respectivamente no Alva e no Alvoco, de 16,67 e 11,77‰, ao passo que entre os 240 e 230 m só são de 3,33 e 2,63‰, voltando a aumentar significativamente entre os 230 e os 220 m onde apresentam valores de 20,00 e 30,77‰. Os declives mais suaves relacionar-se-ão com um período de estabilidade da drenagem e os mais elevados com momentos de encaixe.

A alternância climática terá contribuído decisivamente para a formação destas rupturas de declive, não só pelos próprios processos que envolve, mas também pelas variações de caudal, factor com particular importância pois, mercê de um substancial acréscimo, após a confluência, que praticamente o duplica, contribui também para a existência de roturas de declive.

Dos 220 aos 180 m surge um tramo com declives suaves, variando entre 2 e 3‰, a que se deverá ligar o patamar 200-180 m da rib.^a de Coja, declives que terão resultado da estabilidade criada pela travessia da crista quartzítica de Santa Eufémia, dado que o vale aperta muito abaixo desta cota.

Vencido o obstáculo segue-se novo período de encaixe, testemunhado pela rotura dos 180 m e por vestígios de um terraço de rocha marcado na Peneda Talhada. O tramo entre os 170 e os 160 m, onde o declive médio é de 1,05‰, parece ligar-se ao terraço dos 150 m do Baixo Alva «largamente representado por rechãs extensas talhadas no xisto: algumas com cobertura remexida de calhaus, outras com aluviões conservadas, outras sendo apenas a rechã desprovida de qualquer cobertura» (FERREIRA, 1980, p. 76). Este nível muito desenvolvido, parece depender directamente do Mondego, pois liga-se facilmente aos seus terraços da região de Coimbra (DAVEAU, 1977, p. 19).

À medida que a altitude baixa, constata-se novas roturas de declive que traduzem sucessivas fases de encaixe, de tal modo rápidas, que alguns dos afluentes se mantêm como que alcandorados sobre o curso principal, sem tempo para regularizarem os seus perfis (rib.^{as} de Folques, Aveia e Sobreira).

Estas últimas fases de estabilidade da drenagem e de encaixe devem relacionar-se, como ocorre no Baixo Alvoco e nas rib.^{as} de Pomares, Coja e Folques, para apenas referir as principais, com alterações climáticas recentes. Nos períodos mais ou menos frios predominou a actuação dos processos flúvio-periglaciares, com especial incidência no alargamento dos vales, e, nas épocas mais quentes, a das águas correntes, com particular relevância no aprofundamento dos vales.

Os diferentes declives apresentados pelo rio durante o seu percurso imprimem, como é por demais evidente, diferentes velocidades de escoamento ao longo do canal principal, sendo a rotura de declive dos 310 m, em Vila-Cova-à-Coelheira, aquela que se reveste de maior significado por dividir o Alva em dois sectores com declives totalmente diferentes logo também com velocidades de escoamento completamente distintas.

Estas velocidades respondem, assim, directamente aos declives naturais que, no pormenor, são muito variáveis, mormente quando foram modificados pelo homem não só pela construção de algumas barragens, de grande impacto local, destinadas à produção de energia hidroeléctrica e à regularização dos caudais, mas especialmente onde os declives são mais suaves, pela introdução de enorme quantidade de açudes, praticamente presentes em toda a extensão do rio a jusante de Vila-Cova-à-Coelheira, cuja água é utilizada essencialmente para rega e moagem. Se bem que a altura destes

seja reduzida, raramente ultrapassam dois metros, o seu número é considerável, indo por isso influenciar o comportamento do rio, atenuando os declives para montante, logo, diminuindo a velocidade da água e, em consequência, a força viva do rio, obrigando à deposição da totalidade ou de parte do material transportado, ao mesmo tempo que, a jusante da soleira, o brusco aumento de declive imprime maior velocidade ao escoamento e, concomitantemente, maior acção erosiva, traduzida num intenso subescavamento que, tantas vezes, origina a destruição dos próprios açudes.

2.2.2. *Análise dos perfis transversais*

O rio Alva inicia e conclui o seu curso com direcções semelhantes, perpendiculares às da sua parte média, as quais levam os perfis transversais, que ilustram a forma do vale e a sua evolução de montante para jusante, a apresentarem também, consoante a sua localização, orientações perpendiculares.

O vale, inicialmente de direcção meridiana, pode considerar-se muito encaixado (fig. 7-A) uma vez que se está a 750 m do Perdigueiro, ou seja, do início da linha de água. Trata-se de exploração de uma fractura, pois, logo que abandona a linha de fragilidade, mudando de direcção, o vale alarga, abre-se. É um vale «maduro» (fig. 7-B), onde a vaga de erosão regressiva ainda não se fez sentir.

Após a confluência com a rib.^a do Cabaço o vale encaixa, especialmente a jusante do Sabugueiro, chegando a ultrapassar, a montante da Senhora do Desterro, mais de 200 m de incisão. É muito apertado, em garganta (fig. 7-C), composto por tramos rectilíneos, muitas vezes quase paralelos, embora deslocados lateralmente, ou meandrizantes, mudando por isso frequentemente de direcção, consoante a adaptação à estrutura, isto é, à rede de fracturas, assim o determina.

Esta situação mantém-se até à confluência com a rib.^a de Valezim, a partir da qual o vale alarga (fig. 7-D). Trata-se de uma situação local, de mais um caso de adaptação à estrutura, numa área por excelência de convergência de fracturas, algumas das quais jogaram verticalmente e outras até poderão corresponder a desligamentos mas que os poucos depósitos existentes não permitem confirmar.

Em frente a Vila-Cova-à-Coelheira é suficiente atentar no traçado da rede hidrográfica para se constatar o seu apego à estrutura. Basta olhar para o percurso do Alva que é completamente barrado, após a confluência com a rib.^a de Valezim e que para prosseguir o seu curso tem de flectir 90°

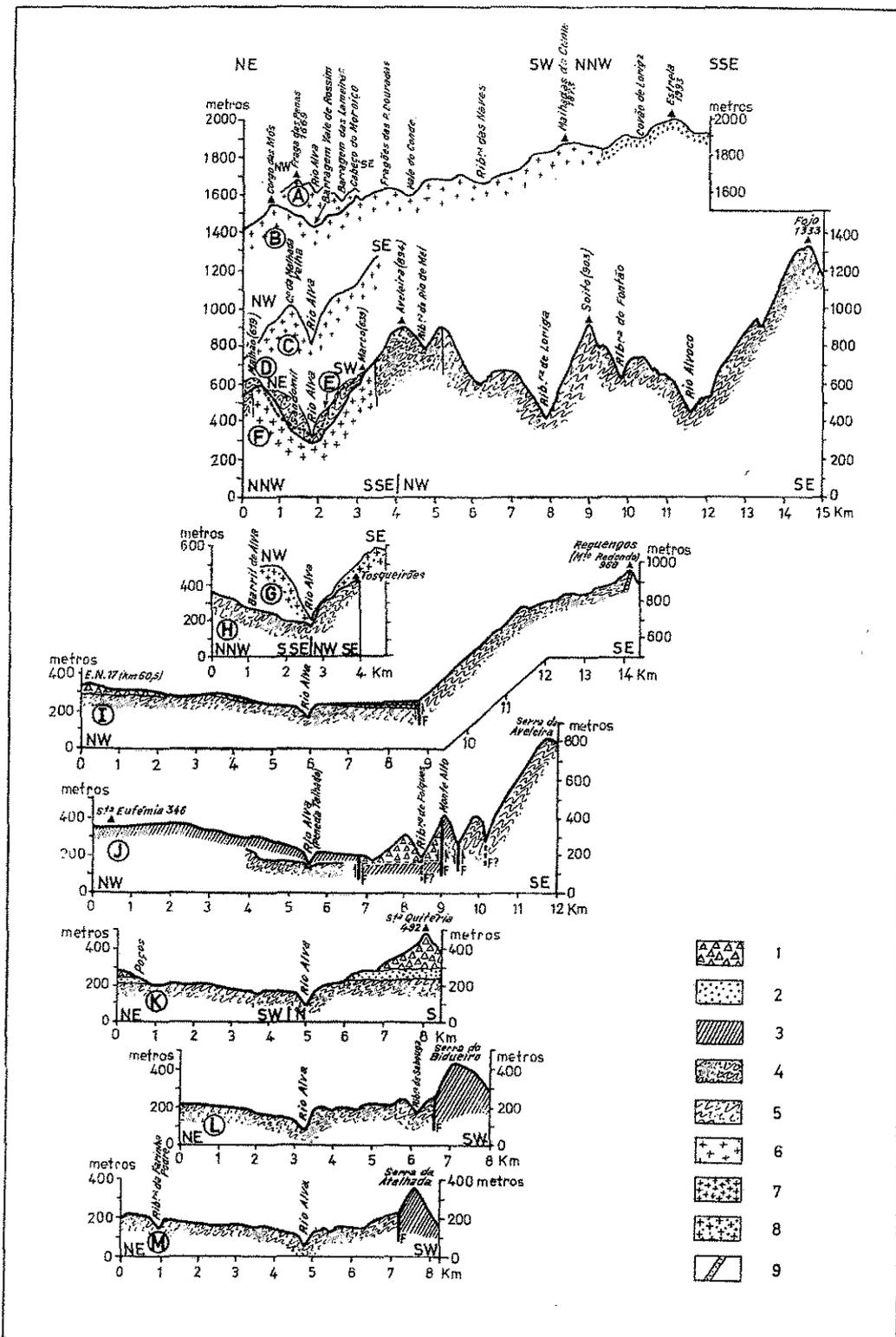


FIG. 7 — Perfis topográficos transversais ao vale do rio Alva. 1 — depósitos grosseiros; 2 — depósitos arcóscio-argilosos; 3 — quartzitos; 4 — xistos mosqueados e andaluzíticos, corneanas; 5 — xistos argilosos, xistos grauvacóides e quartzitos cinzentos; 6 — granito porfíroide, de grão grosseiro; 7 — granito não porfíroide, de grão grosseiro; 8 — granito não porfíroide, de grão médio; 9 — quartzo de filão.

para Norte, mais parecendo um afluente da ribeira referida do que o elemento principal da drenagem. E a ribeira de Valezim, agora rio Alva, prossegue em direcção à do Vale das Paradas, constituindo no conjunto, um rígido alinhamento de que o Alva sai com dificuldade e, mais uma vez, fá-lo em ângulo quase recto (fig. 8).

A evolução desta área é difícil de apontar com segurança pois pelo menos duas hipóteses afiguram-se viáveis. A primeira, talvez a mais provável, aponta para a rib.^a de Valezim ter possuído um leito diferente do actual, desenvolvendo um amplo meandro onde actualmente se acha instalada Vila-Cova-à-Coelheira (fig. 8-1), e ser, para isso, de idade anterior ao Alva. Após a captura, por uma barroca afluente ao Vale das Paradas, de pelo menos parte dos elementos de drenagem que constituem o actual «Alva de Montanha», deu-se um vigoroso ataque aos materiais que se encontram na linha de fragilidade, entre os dois cursos de água levando ao seu desmantelamento e a confluência entre o Alva e a rib.^a de Valezim passa a fazer-se nesse local. A natural evolução do meandro de Vila-Cova levou ao desenvolvimento de um amplo anfiteatro, hoje adoçado por depósitos de vertente, e ao corte do seu pedúnculo («cut-off») levando o rio a passar a direito (fig. 8-1).

A outra hipótese, também plausível, considera o Alva e a rib.^a de Valezim de idades semelhantes. Assim sendo, difere também o local da ligação do pedúnculo (fig. 8-2), e é difícil determinar qual das duas hipóteses estará mais próxima do que foi a realidade pois as formas estão muito mascaradas por enormes entulhamentos de fundo de vale que modificaram completamente a topografia e até serão responsáveis por algumas das actuais meandrizações de pormenor.

Depois de Vila-Cova-à-Coelheira, o vale aperta de novo e o encaixe aumenta atingindo valores superiores a 250 m (fig. 7-E).

Os vales das ribeiras afluentes são também, até este ponto, de modo geral, apertados e entalhados, sem depósitos, ainda que nas superfícies culminantes da Estrela surjam vales largos, alguns com a forma parcialmente em U, típicas dos vales graciários que foram, e onde ainda se encontram depósitos conservados que o testemunham (DAVEAU, 1971).

A jusante da confluência com a rib.^a de Sazes o vale alarga consideravelmente, continuando encaixado (fig. 7-F). Este vale, nitidamente tectónico, não foi aberto pelo rio, que apenas se limitou a instalar o leito no fundo da fossa tectónica, de traçado praticamente rectilíneo, situação que se mantém até próximo da Rapada, após o que deixa o granito para entrar, meandriante, na auréola metamórfica de contacto, onde, de novo, o vale aperta e encaixa. A oriente, os vales, talhados no xisto, são profundos, estreitos e de vertentes abruptas (fig. 7-F).

Antes de abandonar a auréola metamórfica recebe o Alvoco, seu principal afluente, que nela também constrói meandros encaixados embora antes, em Alvoco de Várzeas, apresentasse um vale largo, francamente assimétrico. A assimetria do vale terá sido facilitada pela sua orientação Este-Oeste. Em consequência dessa exposição, as vertentes tiveram uma evolução diferente

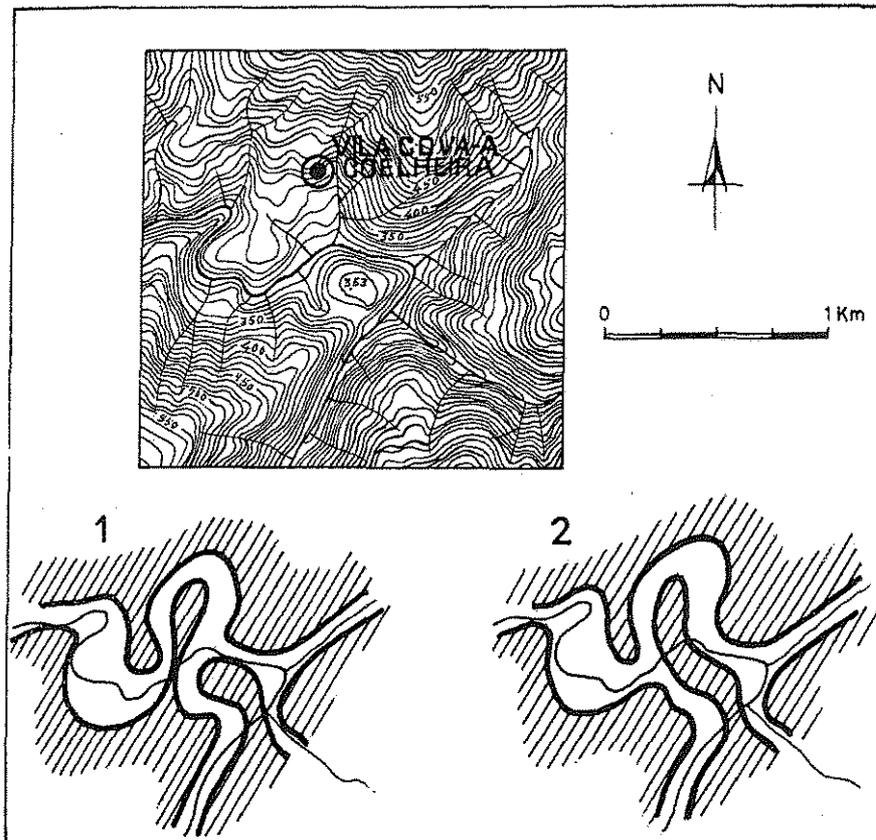


FIG. 8 — Vale do Alva em Vila-Cova-à-Coelheira. Esboço de duas hipóteses possíveis na sua evolução.

especialmente na intensidade da actuação dos processos associados ao frio, com períodos mais ou menos rigorosos, como parecem testemunhar os depósitos aí existentes (LOURENÇO, 1986).

Retomando o vale do Alva, verifica-se que continua encaixado (fig. 7-G) e que alarga quando abandona o granito e entra nos xistos, desenvolvendo

então vales francamente assimétricos, associados ao crescimento dos meandros e sua evolução para jusante, especialmente nítidos entre Vila Cova do Alva e Barril de Alva (fig. 7-H), também aqui orientados estruturalmente. Para jusante insere-se na superfície do Planalto cavando um vale apertado e encaixado, de vertentes simétricas, quando rectilíneo, e assimétricas, quando meandrante (fig. 7-I a M), por vezes, com alargamentos locais (fig. 7-J).

Sobre o Planalto, teve de desgastar os depósitos de cobertura, cujos vestígios se conservam especialmente a Sueste (fig. 7-K) onde eram mais espessos, e de cortar epigenicamente a crista de St.^a Eufémia (fig. 7-J) embora com certa adaptação à estrutura ¹⁵, após o que o vale alarga, frente a Sarzedo (fig. 7-J), antes de iniciar o encaixe final.

Dos vales afluentes, especialmente de Sueste, destacam-se as rib.^{as} de Coja e de Folques cujas partes terminais apresentam vales de fundo chato que acompanham uma brusca descida no valor do declive do perfil longitudinal. Devem-se, por um lado, ao facto de se encontrarem no sopé da Cordilheira, desenvolvendo-se sobre a Plataforma antes de alcançarem o Alva, daí o seu fraco declive neste sector. Além disso, o alargamento deve-se à facilidade com que os cursos de água evacuam os depósitos existentes sobre ela, bem menos resistentes do que o «bed rock», pois o alargamento não se prolonga para o interior da Cordilheira, onde os xistos são mais difíceis de desgastar. Para este importante alargamento contribui também a actuação, ainda recente, de processos fluvio-periglaciares.

A actuação dos processos tem sido, por vezes, facilitada pelo homem pois, ainda há pouco, em Fevereiro deste ano e após um período pluvioso, um agricultor da rib.^a das Secarias confidenciava: «Vejo-me afrito, hoje está assim porque já limpei, mas amanhã tenho que limpar outra vez, se não entra-me para a propriedade. Sabe, escorrega, medra por baixo». Referia-se, com uma linguagem extremamente significativa, ao ataque da ribeira, um simples rego de água, à base dos depósitos superficiais, concretamente ao barro, por a argila ser muito abundante naquele local, levando ao deslizamento da vertente que invade o leito da ribeira. Foi o homem que a encostou

¹⁵ Discorda-se de ILHARCO (1956, p. 57-8) quando afirma: «O Alva não atravessou a crista no sítio onde a encontrou pela frente. Pelo contrário; ao ter chegado a esse ponto, ele vai correr umas dezenas de metros paralelo à crista, só depois a ultrapassando, mantendo após isso, a orientação anterior». Este facto apenas significa que o rio aproveitou uma linha de fragilidade, uma fractura, provavelmente uma falha, para franquear a crista adaptando-se naturalmente à estrutura. Tal, só por si, não prova que a garganta não seja epigénica. Além disso, como os rios se formam e evoluem por erosão regressiva, o Alva só «encontraria» a crista se ela se levantasse à sua frente, em função da tectónica. Se isto aconteceu, foi certamente também um pormenor depois da epigenia.

à base da actual vertente, a fim de aproveitar agricolamente o fundo do vale, mas o seu leito tem tendência para regressar ao centro do vale, uma vez que os reduzidos caudais, mesmo de Inverno, não têm competência para, por si só, evacuarem os materiais deslizados da vertente e que lhes barram o caminho, sendo-lhes mais fácil invadir a propriedade situada a Sul e a cota inferior.

Os deslizamentos são acompanhados por desmoronamentos, sempre que a matriz argilosa diminui e a dimensão dos calhaus aumenta, por a ribeira atacar, com trabalho de sapa, a base da vertente que, por falta de sustentação, se desmorona.

Os desmoronamentos predominam na evolução das vertentes das ribeiras mais caudalosas (Folques, por exemplo), com competência para resolverem, sem a ajuda do homem, a maior parte dos obstáculos que surjam no seu caminho, mantendo, naturalmente, a verticalidade das vertentes e contribuindo para alargar, ainda mais, o vale (fot. 6).

À parte destes alargamentos locais a rede de drenagem do Alva desenvolve-se, em regra, em vales apertados, por vezes muito encaixados, geralmente em forma de V, muitas vezes assimétricos e limitados por vertentes rectilíneas.

2.3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS BACIAS DE DRENAGEM

Descritas as unidades geomorfológicas e caracterizada a evolução morfológica dos vales, procuram tratar-se agora, quantitativamente, alguns elementos relativos às bacias de drenagem, nomeadamente os relacionados com a forma e a extensão, por delas dependerem, em grande parte, as quantidades de precipitação e de insolação recebidas na bacia e, ainda, com a caracterização do relevo, por ele contribuir para a variabilidade dos elementos climáticos ligados ao escoamento fluvial.

2.3.1. *Divisões e medidas da bacia e sub-bacias*

A bacia hidrográfica do rio Alva pode dividir-se, atendendo à hierarquização da sua rede de drenagem (cf. 2.4.1.), em dois grandes grupos: o *Alva Superior*, a montante da Ponte das Três Entradas, por sua vez dividido nos seus dois tramos principais, a ribeira de Alva¹⁶ e o rio Alvoco, de

¹⁶ Apenas a jusante da Ponte das Três Entradas «o Alva deixa de ser *Ribeira-de-Alva*. Só então o povo lhe outorga categoria de rio» (FERNANDES MARTINS, 1940, p. 95).

ordem hierárquica 6 e, o *Alva Inferior*, a jusante daquela localidade, com ordem imediatamente superior, isto é, 7.

Dentro do mesmo critério de hierarquização, estas bacias comportam outras, de ordem 5, que se repartem equitativamente, nos dois grupos considerados, sendo em número de oito, tanto no Alva Superior (quatro na ribeira de Alva e quatro no rio Alvoco) como no Alva Inferior (quatro em cada uma das margens) (fig. 9).

Serão estas bacias hidrográficas, de ordem igual ou superior a 5, que irão analisar-se daqui em diante.

No que respeita às suas dimensões, são, como não podia deixar de ser, muito variáveis. Essa variabilidade chega a aplicar-se até para uma mesma bacia devido às causas já apontadas, nomeadamente a problemas de definição de medidas, sendo uma das que mais varia a noção de maior comprimento. Optou-se pela maior distância medida, em linha recta, desde a desembocadura até ao ponto mais afastado da bacia, situado no limite da mesma. Por largura máxima entendeu-se a maior distância entre dois pontos situados nos limites da bacia e medida perpendicularmente ao comprimento.

Relativamente à bacia do Alva, verificou-se que é comprida (58,8 km) e relativamente estreita (16,125 km) pelo que apresenta uma fraca relação largura/comprimento (0,27). Sucede o mesmo com a rib.^a de Alva (0,29) e com a rib.^a de Loriga (0,33). As que apresentam largura mais próxima do comprimento são as de Pomares e da Fervença, com relações de 0,83 e 0,80, respectivamente.

Dentro das bacias analisadas (Quadro II), a mais estreita é a da Farinha Pôdre, com 4,425 por 2,425 km, o que lhe dá uma relação de 0,55, isto é, o comprimento quase duplo da largura, relação que também se verifica na bacia do Covão do Urso. Todas as restantes se situam entre os valores extremos, anteriormente indicados.

A *área das bacias* é também muito variável. Os valores escalonam-se, para as sub-bacias de ordem 5, entre os 6,88 km² da Farinha Pôdre e os 44,31 km² de Pomares. A bacia hidrográfica do rio Alva apresenta um valor de 704,63 km² ¹⁷.

Mas se o tamanho das bacias hidrográficas é variável, não o é menos, o modo como as áreas se repartem numa e noutra margem. Encontraram-se

¹⁷ Outros valores que podem ser encontrados na bibliografia são:

BETTENCOURT (s/d, p. 5)	720 km ²
HIDROPROJECTO (1977, Quadro I)	714,4 km ²
DGRAH, Brigada de Hidrometria do Baixo Mondego (1979, p. 101)	711 km ²
EDP, Anteprojecto da Barragem de Fronhas (1976, p. 19)	679 km ²

*índices de assimetria*¹⁸ verdadeiramente impressionantes: 7,36, no Alva Superior, passando por outros ainda elevados: 3,57, na rib.^a da Sobreira; 2,85 no rio Alva; 2,65 na rib.^a da Aveia; 2,53 na rib.^a de Alva e 2,46 na rib.^a da Farinha Pôdre, até bacias praticamente simétricas: 1,04, na rib.^a da Fervença; 1,06 na rib.^a de Pomares e 1,07 no rio Alvoco (Quadro II).

A explicação destas diferenças reside, essencialmente, na homogeneidade ou na heterogeneidade dos materiais litológicos e, sobretudo, nas deformações tectónicas que afectaram a formação da rede fluvial.

2.3.2. Formas das bacias

O estudo da forma das bacias fluviais é um tema que, desde há muito, interessa aos hidrólogos porque dela depende, em grande parte, o *tempo de concentração* das águas¹⁹. Por esse motivo, alguns autores relacionaram a forma das bacias fluviais com as variações de caudal na foz, durante as cheias (WIEST, citado em GREGORY and WALLING, 1973, p. 269).

A noção de tempo de concentração interessa particularmente para a determinação dos caudais de cheia que ocorrem quando uma chuvada mais intensa se abate sobre uma bacia durante um período de tempo igual ou superior ao tempo de concentração.

A fórmula mais usada para calcular o tempo de concentração é a de GIANDOTTI, por ser a que mais se aproxima da realidade, em que

$$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1,5L}{0,8\sqrt{Z}}$$

T_c = tempo de concentração;

A = área da bacia em km²;

L = comprimento do rio, em km, desde a origem até à secção considerada;

Z = altura média da bacia, em metros, na secção considerada, ou seja, a altitude média menos a cota do rio nessa secção.

Determinou-se o tempo de concentração do rio Alva, na confluência com o Mondego, e obteve-se um valor de 14,8 horas, isto é, compreendido

¹⁸ PINCHEMEL, citado em TERS (1961, p. 308) define-os como «a relação existente entre as duas superfícies situadas de um lado e do outro do canal principal».

¹⁹ Tempo que a água consome para, da parte mais afastada da bacia hidrográfica, atingir a sua desembocadura, a partir do momento em que se iniciou a precipitação.

QUADRO II — Dimensões das bacias hidrográficas de ordem > a 5

Bacias hidrográficas			Comprimento máximo L (km)	Largura máxima l (km)	Relação larg./comp. l/L	Perímetro P (km)	ÁREA (Km ²)			Índice de assimetria (a/b)	
							Bacia hidrogr. A	Vertente mais extensa (a)	Vertente menos extensa (b)		
ORDEM 5	ALVA SUPERIOR	Rib. ^a de Alva	Rib. ^a da Fervença	6,625	5,325	0,80	21,8	17,01	8,68	8,33	1,04
			Rib. ^a do Covão do Urso	6,500	3,575	0,55	18,8	15,33	8,19	7,14	1,15
			Rib. ^a da Caniça	8,500	3,700	0,44	21,2	20,95	11,03	9,92	1,11
			Rib. ^a de Sazes	5,375	3,725	0,69	15,2	13,77	8,74	5,03	1,74
		Rio Alvoco	Rib. ^a de Loriga	14,000	4,625	0,33	36,0	43,23	27,38	15,85	1,73
			Rib. ^a do Alvoco Superior	10,875	5,250	0,48	29,0	40,16	21,33	18,83	1,13
			Rib. ^a da Teixeira	6,750	3,000	0,44	17,0	14,23	7,84	6,39	1,23
			Rib. ^a do Piódão	9,375	5,375	0,57	25,0	34,45	21,24	13,21	1,60
	ALVA INFERIOR	Margem Esquerda	Rib. ^a de Pomares	9,925	8,200	0,83	30,0	44,31	22,85	21,46	1,06
			Rib. ^a de Coja	9,800	7,325	0,75	28,8	42,76	26,09	16,67	1,57
			Rib. ^a de Folques	9,300	5,675	0,61	28,1	35,16	21,73	13,43	1,62
			Rib. ^a da Aveia	6,175	4,125	0,67	20,5	17,58	12,76	4,82	2,65
	Margem Direita	Rib. ^a do Fontão	6,375	3,375	0,53	17,5	10,85	7,46	3,39	2,20	
		Rib. ^a da Sobreira	4,375	3,025	0,69	12,5	8,69	6,79	1,90	3,57	
		Rib. ^a da Figueirosa	5,775	3,900	0,68	16,2	13,58	8,15	5,43	1,50	
		Rib. ^a da Farinha Pôdre	4,425	2,425	0,55	11,9	6,88	4,89	1,99	2,46	
ORDEM 6	Rib. ^a de Alva	28,125	8,225	0,29	72,7	139,98	100,33	39,65	2,53		
	Rio Alvoco	23,750	11,750	0,49	74,0	191,69	99,08	92,61	1,07		
ORDEM 7	Alva superior	28,125	15,175	0,54	87,0	331,67	292,02	39,65	7,36		
	Alva inferior	35,875	16,125	0,45	101,0	372,96	229,52	143,44	1,60		
ORDEM 7	Rio Alva	58,800	16,125	0,27	166,3	704,63	521,54	183,09	2,85		

entre as 13,9 horas obtidas pela HIDROPROJECTO (1977, Quadro I) e as 16,03 horas de BETTENCOURT (s/d, p. 16).

O valor que se calculou corresponde a uma velocidade média de 7,78 km/h (2,16 m/s), elevada, sem dúvida, mas outra coisa não seria de esperar tendo em conta os acentuados declives do início do perfil (fig. 5). Aliás esta velocidade média aproxima-se da velocidade da propagação das maiores cheias, medidas entre as pontes de Coja e da Mucela, distanciadas de 42,5 km e que foram sempre superiores a 7 km/h (Quadro III).

QUADRO III — Velocidade de propagação das cheias

<i>Altura máxima</i>		<i>Hora</i>		<i>Diferença horária</i>	<i>Velocidade de propagação da cheia</i>
<i>Pte. Coja</i>	<i>Pte. Mucela</i>	<i>Pte. Coja</i>	<i>Pte. Mucela</i>		
6,10	5,80	12,00	17,50	5,50	7,3 km/h = 2,02 m/s
5,30	5,10	13,00	18,00	5,00	8,5 km/h = 2,36 m/s
*	*	*	*	6,00	7,1 km/h = 1,97 m/s

* Situações cuja diferença horária é de seis horas. Qualquer destes cálculos está sujeito a erro, por dificuldade na obtenção de valores rigorosos, posto que as observações obrigatórias são às 12 horas e, em períodos de cheia, também de três em três horas, que dificilmente coincidem com a ponta de cheia. Esta é indicada, quando as observações são mais frequentes, mas, infelizmente, nunca se regista coincidência dessa leitura nos dois postos. O valor de 7 km/h fora já determinado em 1938, pelo eng.º HENRIQUE RUAS, citado por FERNANDES MARTINS (1940, p. 90-91), para a velocidade das cheias entre as Pontes de Coja e de Coimbra (Santa Clara).

Dada a importância da forma, tentou-se uma classificação para as bacias em estudo, utilizando-se um critério qualitativo mas depararam-se sérias dificuldades pois, se algumas são predominantemente alongadas; Loriga, Caniça, Teixeira, Alvoco Superior e Covão do Urso, outras são nitidamente triangulares, as da margem direita do Alva Inferior, e outras há cuja classificação é extremamente difícil (fig. 9).

Verificou-se que as bacias mais alongadas se localizam mais para montante, enquanto que as triangulares se encontram mais para jusante em áreas mais planas, onde os declives são muito menos acentuados. Aquelas que têm formas mais irregulares distribuem-se pelas vertentes ocidentais da

Cordilheira Central e, como as alongadas, estão, muitas vezes, condicionadas por alinhamentos tectônicos.

Devido às bacias de drenagem não apresentarem, de modo geral, formas bem definidas, procurou-se quantificá-las, através de índices. Existem diversos coeficientes que procuram comparar a forma das bacias fluviais com a de figuras geométricas conhecidas, sendo as mais utilizadas, como termo de comparação e por ordem de importância, o círculo, o retângulo e o óvulo.

É evidente que estes índices apenas se revestem de algum significado em bacias pequenas, de rochas homogêneas, pois quanto maior for a bacia, mais probabilidade existe da sua forma se afastar da conhecida, teórica, tomada como referência. Além disso, acresce ainda que quanto mais extensa for a bacia, maior probabilidade haverá de também variarem outros factores, de igual modo importantes para a concentração das águas, tais como a litologia, a permeabilidade, o declive²⁰, a cobertura vegetal e, até, o clima.

Apesar de todos os inconvenientes que os índices possam apresentar, têm a vantagem de permitir a comparação de bacias com tamanhos e formas muito díspares.

Dos muitos *índices de forma* existentes seleccionaram-se alguns dos mais utilizados, calculando-se para as bacias em análise (Quadro IV).

1—*Índice de GRAVELIUS*, ou *coeficiente de compacidade* (K_c). Compara a forma da bacia com a de um círculo e é o mais usado pelos hidrólogos. Define-se como a relação existente entre o perímetro da bacia e o perímetro de um círculo com área igual à da bacia. Esta relação traduz-se pela fórmula (VILLELA e MATTOS, 1975, p. 14):

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

K_c = coeficiente de compacidade;

P = perímetro da bacia, em km;

A = área da bacia, em km².

²⁰ Basta uma rápida análise da figura 5 para se dissiparem quaisquer dúvidas que restassem sobre a importância dos declives no aumento da velocidade de escoamento. Os declives mais acentuados nas cabeceiras, associados a comprimentos semelhantes dos afluentes principais, favoreceriam a ocorrência de cheias quase simultâneas, na parte superior da bacia, se as chuvadas se distribuissem uniformemente pelas cabeceiras, o que só raramente acontece (LOURENÇO, 1984, p. 60-61).

QUADRO IV — Índices de Forma (bacias de ordem ≥ 5)

Bacias Hidrográficas			ÍNDICES DE FORMA								
			Compacidade (GRAVELIUS) $Kc = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$	Circularidade (MILLER) $Ic = \frac{4\pi A}{P^2}$	Alongamento (SCHUMM) $Ia = \frac{2\sqrt{\frac{A}{\pi}}}{L}$	Forma (HORTON) $Kf = \frac{A}{L^2}$	Forma (U.S.A.C.E.) $S = \frac{L^2}{A}$	Comp./ Área $IC_0 = \frac{L}{\sqrt{A}}$	Homogeneidade (PINCHEMEL) $Ih = \frac{A}{3,985 \left(\frac{L}{2,59}\right)^2}$	Lemniscato (CHORLEY et al.) $K = \frac{L^2}{4A}$	
ORDEM 5	ALVA SUPERIOR	Rib. ^a de Ferverça	1,48	0,45	0,70	0,39	2,58	1,61	0,65	0,65	
		Rib. ^a do Covão do Urso	1,34	0,54	0,68	0,36	2,76	1,66	0,61	0,69	
		Rib. ^a da Caniça	1,30	0,59	0,61	0,29	3,45	1,86	0,49	0,86	
		Rib. ^a de Sazes	1,15	0,75	0,78	0,48	2,10	1,45	0,80	0,26	
	Rio Alvoco	Rib. ^a de Loriga	1,53	0,42	0,53	0,22	4,53	2,13	0,37	1,13	
		Rib. ^a de Alvoco Superior	1,28	0,60	0,66	0,34	2,95	1,72	0,57	0,74	
		Rib. ^a de Teixeira	1,26	0,62	0,63	0,31	3,20	1,79	0,53	0,80	
		Rib. ^a de Piódão	1,19	0,69	0,71	0,39	2,55	1,60	0,66	0,64	
	ALVA INFERIOR	Margem Esquerda	Rib. ^a de Pomares	1,26	0,62	0,76	0,45	2,22	1,49	0,76	0,56
			Rib. ^a de Coja	1,23	0,65	0,76	0,45	2,25	1,50	0,75	0,56
			Rib. ^a de Folques	1,33	0,56	0,72	0,41	2,46	1,57	0,68	0,62
			Rib. ^a de Aveia	1,37	0,53	0,77	0,46	2,17	1,47	0,78	0,54
	Margem Direita	Rib. ^a do Fontão	1,49	0,45	0,58	0,27	3,75	1,94	0,45	0,94	
		Rib. ^a da Sobreira	1,19	0,70	0,76	0,45	2,20	1,48	0,76	0,55	
		Rib. ^a de Falgueirosa	1,23	0,65	0,72	0,41	2,46	1,57	0,69	0,61	
		Rib. ^a da Farinha Pôdre	1,27	0,61	0,67	0,35	2,85	1,69	0,59	0,71	
ORDEM 6	Rib. ^a de Alva	1,72	0,33	0,48	0,18	5,65	2,38	0,30	1,41		
	Rio Alvoco	1,50	0,44	0,66	0,34	2,94	1,72	0,57	0,74		
ORDEM 7	Alva superior	1,34	0,55	0,73	0,42	2,39	1,54	0,71	0,60		
	Alva inferior	1,46	0,46	0,61	0,29	3,45	1,86	0,49	0,86		
	Rio Alva	1,75	0,32	0,51	0,20	4,91	2,22	0,34	1,23		

O coeficiente de compacidade varia com a forma da bacia e é tanto maior quanto menos compacta, isto é, mais irregular, fôr a bacia, o que implica uma concentração das águas mais lenta, na foz, durante uma cheia. O coeficiente mínimo é igual à unidade e corresponde a uma bacia circular; o seu valor aumenta à medida que a capacidade da bacia decresce.

TOLENTINO, GANDOLFI e PARAGUASSU, citados por CHRISTOFOLETTI (1969, p. 38), empregam o *índice de forma* (K) em que

$$K = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}}$$

K = índice de forma;

P = perímetro da bacia, em km;

A = área da bacia, em km².

Este índice corresponde, na prática, ao de GRAEBLIUS, pois aquele resulta da transformação matemática desta fórmula, substituindo o valor de π e simplificando.

Verifica-se que a bacia mais compacta é a da rib.^a de Sazes (1,15) logo seguida pelas do Piódão (1,19) e da Sobreira (1,19). Com o aumento da superfície a capacidade diminui sendo, por isso, a bacia do Alva aquela que apresenta menor compacidade (1,75).

2 — *Índice de circularidade* (I_c), proposto por MILLER em 1953, é assim denominado por também ter o círculo como figura geométrica, elemento de comparação. Pode determinar-se através de duas fórmulas (CHRISTOFOLETTI, 1969, p. 38), tendo-se preferido a que relaciona a área da bacia com a área do círculo de igual perímetro ao da bacia considerada e que após transformação matemática, se pode apresentar do seguinte modo (GREGORY and WALLING, 1973, p. 51):

$$I_c = \frac{4 \pi A}{P^2}$$

I_c = índice de circularidade;

A = área da bacia, em km²;

P = perímetro da bacia, em km.

O valor máximo do índice de circularidade é igual à unidade e corresponde às bacias perfeitamente circulares. As bacias encontram-se tanto mais próximas desta forma, quanto mais elevado, mais próximo da unidade, se achar o valor do índice de circularidade.

Os índices obtidos vêm confirmar que é a bacia da rib.^a de Sazes (0,75) aquela cuja forma mais se aproxima do círculo. Seguem-se as bacias das rib.^{as} da Sobreira (0,70) e do Piódão (0,69). A bacia do Alva (0,32) é também aquela que mais se afasta da figura circular.

3 — *Alongamento da bacia* (I_a), também compara a forma da bacia com a do círculo e foi definido por SCHUMM, em 1956. Traduz a relação existente entre o diâmetro de um círculo com a área igual à da bacia, pelo maior comprimento da mesma, através da seguinte fórmula (GREGORY and WALLING, 1973, p. 51):

$$I_a = \frac{2\sqrt{\frac{A}{\pi}}}{L}$$

I_a = índice de alongamento da bacia;

A = área da bacia, em km²;

L = comprimento máximo da bacia, em km.

É semelhante ao índice de circularidade diferindo, apenas, no processo de cálculo. O valor máximo é também igual à unidade e será tanto mais próximo do zero quanto mais alongada for a bacia.

Os valores achados ratificam a circularidade da bacia da rib.^a de Sazes (0,78) e o alongamento da bacia do Alva (0,51) mas alteram a ordem das bacias das rib.^{as} da Sobreira (0,76) e do Piódão (0,71). Enquanto a da Sobreira é ultrapassada pela bacia da rib.^a da Aveia (0,77) e igualada pelas de Coja e de Pomares, a do Piódão é relegada para oitavo lugar, surgindo depois das de Folques (0,72) e da Falgueirosa (0,72).

4 — *Factor de forma* (Kf), compara a forma das bacias fluviais com a de um rectângulo e foi definido por HORTON, em 1932, como sendo a relação existente entre a largura média e o comprimento da bacia o que é equivalente à relação da área da bacia pelo quadrado do comprimento da bacia, ou seja (GREGORY and WALLING, 1973, p. 51):

$$Kf = \frac{A}{L^2}$$

Kf = factor de forma;

A = área da bacia, em km²;

L = comprimento da bacia, em km.

O valor máximo que é possível obter para o factor de forma é, mais uma vez, igual à unidade e será tanto menor quanto mais alongada for a bacia.

O primeiro lugar continua a ser para a bacia da rib.^a de Sazes (0,48) e o último, como no caso anterior, para a rib.^a de Alva (0,18), antecedida pela do rio Alva (0,20). O segundo lugar é ocupado pela bacia da rib.^a da Aveia (0,46) e depois surgem as das rib.^{as} da Sobreira (0,45), de Pomares (0,45) e de Coja (0,45).

5 — *Índice de Forma (S)*, criado pelo U. S. ARMY CORP OF ENGINEERS e citado por ALCOFORADO (1981, p. 66) é, nem mais nem menos, o inverso do anterior:

$$S = \frac{L^2}{A}$$

S = índice de forma;

L = comprimento da bacia, em km;

A = área da bacia, em km².

Este índice será, pois, tanto maior quanto mais alongada fôr a bacia e apresenta a vantagem, relativamente ao anterior, de assumir uma maior variabilidade pois enquanto que no de HORTON os valores se situam, habitualmente, entre 0,1 e 0,9, neste caso vão desde a unidade até algumas dezenas permitindo, assim, uma melhor diferenciação da forma das bacias.

Como este índice é o inverso do precedente, os valores agora obtidos respeitam, logicamente, a ordem anteriormente estabelecida.

6 — *Relação entre o comprimento e a área da bacia (IC₀)*, apresentada por CHRISTOFOLETTI (1982, p. 115), obtém-se dividindo o maior comprimento da bacia pela raiz quadrada da sua área, pelo que é uma transformação, a raiz quadrada, do anterior.

$$IC_0 = \frac{L}{\sqrt{A}}$$

IC₀ = índice entre o comprimento e a área da bacia;

L = comprimento da bacia, em km;

A = área da bacia, em km².

Apresenta, no entanto, a novidade de chamar a atenção para a possibilidade de se descrever e, simultaneamente, interpretar a forma das bacias, permitindo verificar o alongamento ou o alargamento das bacias, consoante os valores do IC₀. Assim, para IC₀ ≈ 1,0, a forma da bacia é semelhante a um quadrado, para IC₀ < 1,0, a bacia apresenta uma forma alargada

e para $IC_0 > 1,0$, a bacia será tanto mais alongada quanto mais elevado, fôr o valor do IC_0 .

Embora só CHRISTOFOLETTI tenha feito esta referência ao alongamento e alargamento da bacia, ela também se aplica aos dois índices anteriores, directamente no último e, de modo inverso, no penúltimo.

A bacia da rib.^a de Sazes (1,45) mantém o primeiro lugar, seguida de perto pelas das rib.^{as} da Aveia (1,47), da Sobreira (1,48), de Pomares (1,49) e de Coja (1,50). Em último lugar continua a bacia da rib.^a de Alva (2,38), antecedida pela do rio Alva (2,22).

Entretanto, os autores verificaram que as comparações com o círculo, o rectângulo e o quadrado não eram as mais realistas por a forma média das bacias de drenagem se assemelhar mais com a forma de uma pêra. Por esse motivo propuseram novos índices, cuja figura geométrica, termo de comparação, mais se aproximasse de uma pêra.

7 — *Índice de homogeneidade* (Ih), compara a forma da bacia com a de um óvulo e foi proposto por PINCHEMEL, citado por TERS (1964, p. 309). Relaciona a superfície da bacia com a de um óvulo que tem por eixo o comprimento máximo da bacia:

$$Ih = \frac{A}{3,985 \left(\frac{L}{2,59} \right)^2}$$

Ih = índice de homogeneidade;

A = área da bacia, em km²;

L = maior comprimento da bacia, em km.

Quando a bacia apresenta uma forma ovóide, os valores do índice de homogeneidade andam próximos da unidade e tendem para zero à medida que a forma da bacia mais se afasta daquela.

Observa-se que a bacia mais homogénea é a de Sazes (0,80). Seguem-se as da Aveia (0,78), de Pomares (0,76), da Sobreira (0,76) e de Coja (0,71). As menos homogéneas são as da rib.^a de Alva (0,30) e do rio Alva (0,34).

8 — *Índice lemniscato* (K), compara a forma da bacia com a de uma curva lemniscata, de forma semelhante a um 8 e foi proposto, em 1957, por

CHORLEY, MALM e POGORZELSKI, obtendo-se através da fórmula (GREGORY and WALLING, 1973, p. 51):

$$K = \frac{L^2}{4A}$$

K = índice lemniscato;

L = comprimento da bacia, em km;

A = área da bacia, em km².

Também através deste índice se constata a mesma sequência. Em primeiro lugar aparece a bacia da rib.^a de Sazes (0,26) mas, agora, a distância que a separa das seguintes é consideravelmente maior. Seguem-se-lhe as bacias das rib.^{as} da Aveia (0,54), da Sobreira (0,55), de Pomares (0,56) e de Coja (0,56). Os valores mais elevados também vão para a da rib.^a de Alva (1,41) que, mais uma vez, é antecedida pela do rio Alva (1,23).

O interesse do cálculo dos índices de forma, em estudos hidrológicos, reside no facto de darem uma ideia sobre a propensão para as bacias fluviais registarem ou não cheias.

Verificou-se que é a bacia hidrográfica da rib.^a de Sazes aquela em que todos os índices mais se aproximam da unidade, à excepção do último, em que é o mais afastado, pelo que esta bacia possui a forma mais próxima do círculo, logo, afasta-se das formas rectangulares, alongadas.

Em face dos valores apresentados, conclui-se que é a mais homogénea, a mais compacta de todas elas, logo, teoricamente, a mais sujeita à ocorrência de enchentes²¹. Pelo contrário, a bacia da rib.^a de Loriga é aquela que, dentro das de ordem cinco, por ser a mais comprida, vai apresentar os índices de forma mais opostos aos da bacia da rib.^a de Sazes, logo, uma forma quase rectangular, portanto, com poucas probabilidades para registar cheias.

Do ponto de vista de semelhança de forma, dentro dos conjuntos definidos para as bacias de ordem cinco, são as localizadas na margem esquerda do Alva Inferior (Pomares, Coja, Folques e Aveia) aquelas que apresentam índices de forma com uma menor amplitude de valores.

No conjunto de todas as bacias e sub-bacias analisadas, de ordens 5, 6 e 7 (fig. 9) a bacia da rib.^a de Alva é, proporcionalmente, a mais alongada, seguindo-se-lhe a bacia do rio Alva e, só depois, em terceiro lugar, surge a

²¹ Entendidas como sinónimos de cheias (LOURENÇO, 1984, p. 41).

da rib.^a de Loriga, pois são aquelas em que os valores dos índices mais se aproximam das formas rectangulares e mais se afastam das circulares.

Estes valores conferem-lhes uma menor propensão para o registo de cheias, devido ao facto das bacias serem longas e estreitas fazendo diminuir, por isso, a probabilidade da existência de chuvas intensas a cobrirem simultaneamente toda a sua extensão ²². Por outro lado, os tributários ao atingirem o curso principal em vários pontos ao longo dele, afastam-se da condição ideal para a existência das cheias, a da bacia circular, na qual o deflúvio se concentra num só ponto, facilitando o aparecimento de pontas de cheia com alturas elevadas.

O cálculo dos índices de forma parece, assim, justificar-se pois, além de permitirem quantificar as análises qualitativas, subjectivas, facilitam a comparação das bacias, embora neste ponto não respondam completamente às expectativas pois, mesmo quando as bacias se desenvolvem em materiais mais ou menos homogêneos, caso de parte das de ordem cinco, nem sempre a sua comparação é fácil, mormente quando se utilizam diversos índices, por nem todos os valores desses coeficientes respeitarem sempre a mesma ordenação, dependente das variáveis utilizadas.

2.3.3. *Caracterização do relevo; análise hipsométrica*

Torna-se necessário conhecer a distribuição da altitude, numa dada bacia hidrográfica porque da sua variação depende, em grande parte, o comportamento de determinados fenómenos hidrometeorológicos, directamente relacionados com o escoamento fluvial.

Por falta de elementos, far-se-á o estudo desses fenómenos apenas para o conjunto da bacia hidrográfica do rio Alva pelo que a análise hipsométrica também se limitará ao conjunto da bacia.

«Grosso modo», as altitudes decrescem de Nordeste para Sudoeste e de Sueste para Noroeste (fig. 2), como já se referiu. Agora procede-se à sua análise quantitativa distribuindo a área da bacia por classes altitudinais (Quadro V) que se representam graficamente (fig. 10) através das curvas características da topografia das bacias, ou sejam, a hipsométrica e a das frequências altimétricas.

A *curva hipsométrica* representa as áreas situadas acima e abaixo das diversas curvas de nível. Constrói-se, representando em abcissas as super-

²² Alguns exemplos foram dados para a bacia do Alva, em 1984 (LOURENÇO, p. 53 e 60).

QUADRO V — Distribuição, por classes altitudinais, de áreas e alturas

Altitude (m)	ÁREAS		Altitude (m)	ÁREAS (VALORES ACUMULADOS)		ÁREAS RELATIVAS		ALTURAS RELATIVAS	
	(km ²)	(%)		(km ²)	(%)	Altitude (m)	a/A	Altitude (m)	h/H
1900-1993	1,61	0,23	>1993	0,00	0,00	>1993	0,000	<1993	1,000
1800-1900	7,75	1,10	>1900	1,61	0,23	>1900	0,002	<1900	0,952
1700-1800	7,12	1,01	>1800	9,36	1,33	>1800	0,013	<1800	0,901
1600-1700	11,28	1,60	>1700	16,48	2,34	>1700	0,023	<1700	0,849
1500-1600	10,25	1,45	>1600	27,76	3,94	>1600	0,039	<1600	0,799
1400-1500	11,92	1,69	>1500	38,01	5,39	>1500	0,053	<1500	0,748
1300-1400	13,15	1,87	>1400	49,93	7,08	>1400	0,070	<1400	0,696
1200-1300	12,87	1,83	>1300	63,08	8,95	>1300	0,089	<1300	0,645
1100-1200	15,65	2,22	>1200	75,95	10,78	>1200	0,107	<1200	0,594
1000-1100	20,91	2,97	>1100	91,60	13,00	>1100	0,130	<1100	0,543
900-1000	24,73	3,51	>1000	112,51	15,97	>1000	0,159	<1000	0,492
800- 900	35,84	5,09	> 900	137,24	19,48	> 900	0,195	< 900	0,440
700- 800	38,93	5,52	> 800	173,08	24,57	> 800	0,245	< 800	0,389
600- 700	49,03	6,96	> 700	212,01	30,09	> 700	0,300	< 700	0,338
500- 600	61,87	8,78	> 600	261,04	37,05	> 600	0,370	< 600	0,287
400- 500	76,22	10,82	> 500	322,91	45,83	> 500	0,458	< 500	0,235
300- 400	90,38	12,82	> 400	399,13	56,65	> 400	0,566	< 400	0,184
200- 300	143,64	20,38	> 300	489,51	69,47	> 300	0,694	< 300	0,133
100- 200	59,65	8,47	> 200	633,15	89,85	> 200	0,898	< 200	0,082
40- 100	11,83	1,68	> 100	692,80	98,32	> 100	0,983	< 100	0,031
			> 40	704,63	100,00	> 40	1,000	< 40	0,000

fícies da bacia situadas acima ou abaixo das diversas altitudes, marcadas em ordenadas (fig. 10).

A *curva de frequência altimétrica* representa-se geralmente por um histograma que comporta, no eixo das abcissas, as superfícies em quilómetros quadrados e/ou em percentagem, compreendidas entre altitudes escalonadas, geralmente de cem em cem metros, que figuram em ordenadas (fig. 10).

São dois modos diferentes, mas complementares, de representar a mesma realidade. Da análise das curvas relativas à bacia do Alva (fig. 10) ressalta uma grande disparidade na repartição da superfície pelas classes altitudinais.

Em primeiro lugar, verifica-se que 3/4 dessa área se encontram abaixo dos 800 m de altitude, enquanto, apenas 25 % se escalonam dos 800 aos 1993 m, isto é, por uma altura de 1193 m, contra 760 m para os restantes 75 % da superfície. A principal consequência deste facto é a existência de declives muito mais acentuados acima dos 800 m, do que abaixo destes, se bem que aqueles se atenuem, acima dos 1600 m, por acréscimo, proporcionalmente elevado, de superfície.

As altitudes superiores a 1200 m, correspondentes a pouco mais de 10 % da área (1.º decil, fig. 10), estão pouco representadas, com valores variáveis entre 1,10 e 1,87 % da superfície, à excepção da 1.ª classe (1993-1900 m) que, apenas comporta 0,23 % da superfície total da bacia. As vertentes que ocupam estas áreas reportam-se, quase exclusivamente, à Serra da Estrela, pois só as últimas classes englobam as partes mais elevadas das serras de Alvoaça e do Açor.

As classes altitudinais compreendidas entre 1200 e 400 m, com quase 50 % da superfície da bacia, aumentam de área, progressiva e naturalmente, com o decréscimo de altitude, levando ao atenuar dos declives. Correspondem à maior parte das vertentes das serras que, na área em estudo, constituem a Cordilheira Central.

Entre os 400 e os 200 m, situam-se mais de 30 % da área total, correspondentes às superfícies, já muito dissecadas, da Plataforma da Beira Alta. A classe dos 300-200 m é, aliás, a mais frequente, quase com 1/4 da área total da bacia. Abaixo dos 200 m, encontram-se os valores relativos ao último decil, correspondentes às vertentes talhadas pelo Baixo Alva durante os últimos episódios do seu encaixe.

A comparação de curvas hipsométricas de várias bacias é dificultada pelas grandes diferenças existentes nos tamanhos e altitudes das bacias a comparar. Para obviar a estes inconvenientes, STRAHLER (1952) utilizou parâmetros relativos (área e altitude relativas) em vez de escalas absolutas.

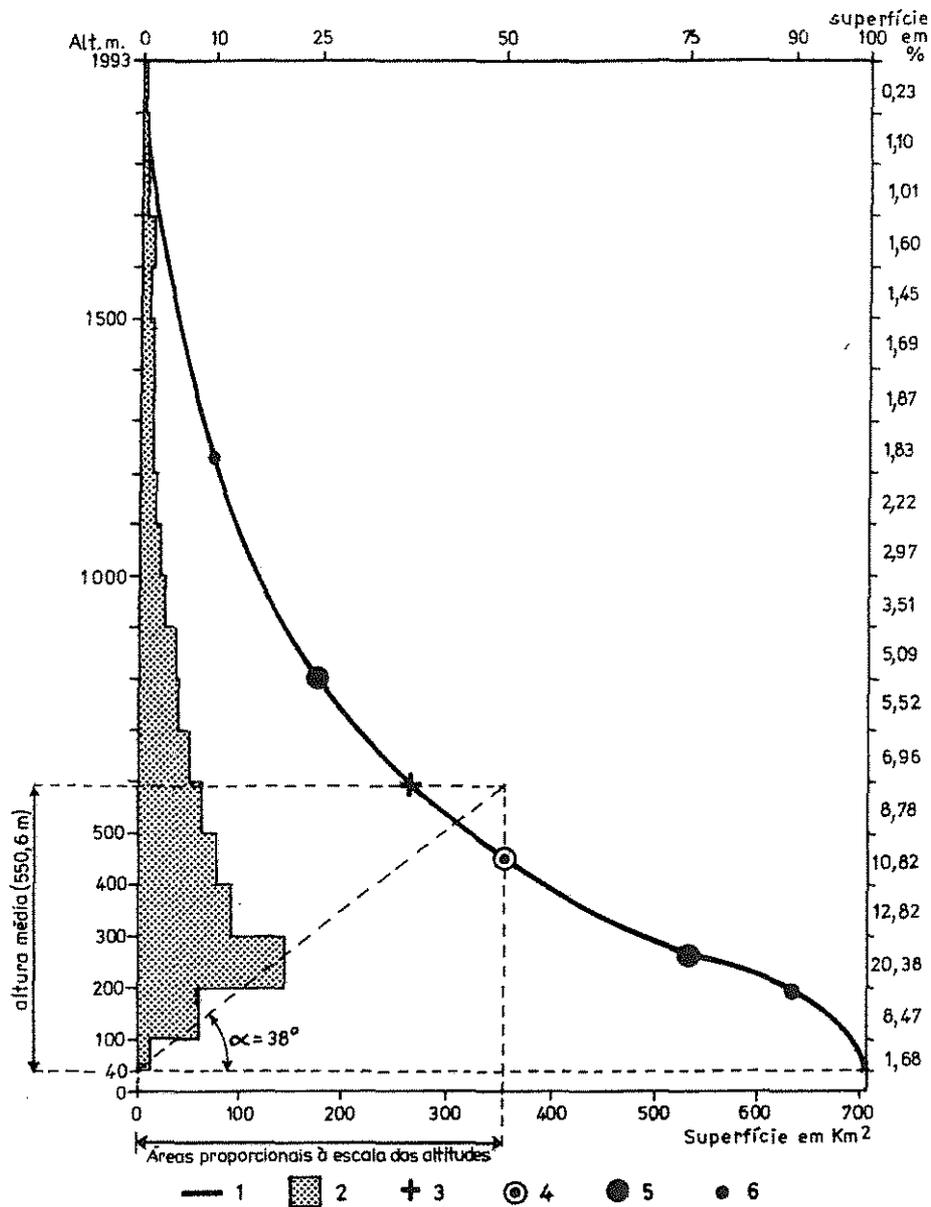


FIG. 10 — Curva hipsométrica e histograma das frequências altimétricas da bacia hidrográfica do rio Alva. 1. Curva hipsométrica; 2. Histograma das frequências altimétricas (As superfícies compreendidas entre as sucessivas altitudes, escalonadas de 100 em 100 metros, são dadas em km² e em %); 3. Altitude média; 4. Altitude mediana; 5. 1.º e 3.º quartil; 6. 1.º e 9.º decil.

A curva hipsométrica «percentual», resultante da utilização dessas variáveis adimensionais, exprime o modo como se distribui o *volume rochoso*²³,

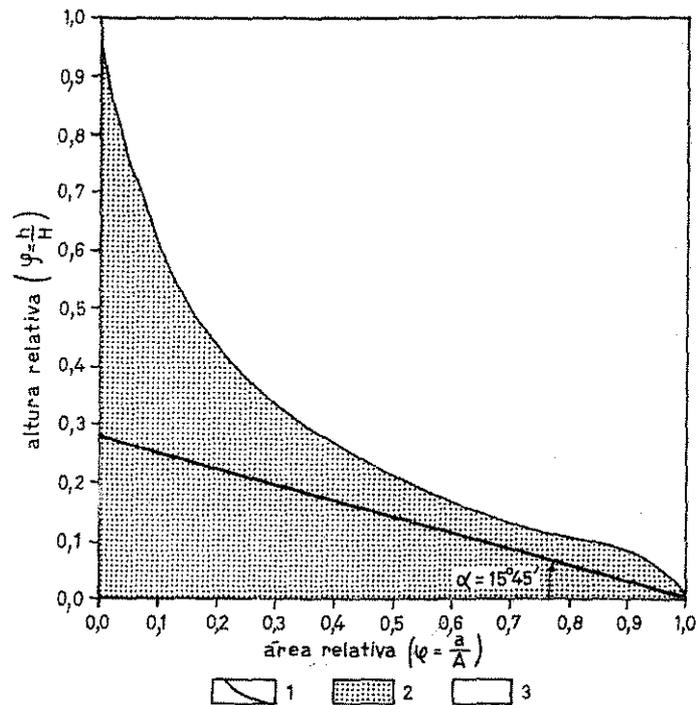


FIG. 11 — Curva hipsométrica percentual e integral hipsométrica da bacia de drenagem do rio Alva. 1 — Curva hipsométrica percentual; 2 — Integral hipsométrica; 3 — Volume rochoso, teoricamente, já erodido.

situado abaixo da superfície topográfica (fig. 11). O espaço total do quadrado equivale ao volume inicial, máximo e teórico, da bacia. A área a pontilhado, a *integral hipsométrica*, representa o volume rochoso ainda existente para

²³ Corresponde ao somatório dos volumes (área x altura) de cada faixa altitudinal (classe) analisada. A área deve ler-se, na curva hipsométrica, a meio da faixa altitudinal (do intervalo de classe) considerada. O método mais prático consiste no cálculo da semi-soma dos valores acumulados das áreas limites da classe. Podem também considerar-se os valores acumulados das áreas, anteriormente determinados, desde que se altere o intervalo de classe para, no caso estudado, 50-150 m; 150-250 m; etc.

desgastar²⁴, de molde a acabar com os desníveis existentes entre os diversos pontos da bacia de drenagem.

Prosseguindo a análise da curva hipsométrica, determinaram-se as altitudes características da bacia hidrográfica do rio Alva, tendo-se obtido os seguintes valores:

altitude máxima	—	1993 metros
altitude média	—	590,6 metros
altitude mediana	—	460 metros
altitude mínima	—	40 metros

A partir destes valores calculou-se tanto a altura, também designada *relevo máximo da bacia*, como a altura média da bacia²⁵, diferença entre as altitudes média e mínima, sendo aquelas, respectivamente de 1953 e 550,6 m. Na prática, a altura média da bacia obtém-se directamente das curvas hipsométricas, dividindo o volume rochoso da bacia pela superfície projectada da mesma (FOURNIER, 1960, p. 141).

A altura média mostra, no Alva, uma acentuada elevação do relevo acima da altitude mínima, o que se reveste de grande importância, em termos de escoamento fluvial e, em consequência, da actuação dos processos erosivos.

Mas, como é possível obter as mesmas alturas médias em bacias hidrográficas com características muito diferentes, tornou-se necessário procurar *índices de relevo* que melhor as individualizassem.

E. de MARTONNE (citado por FOURNIER, 1960, p. 143) propõe o *coeficiente de massividade* do relevo ($\text{tg } \alpha$), ou seja, a relação existente entre a altura média da bacia e a superfície da mesma:

$$\text{tg } \alpha = \frac{\bar{H}}{A}$$

$\text{tg } \alpha$ = coeficiente de massividade;

\bar{H} = altura média da bacia, em m;

A = superfície da bacia, em km².

O valor deste índice aumenta tanto com o acréscimo da altura média, como com a diminuição da superfície das bacias hidrográficas. É usado

²⁴ Na bacia do Alva é de cerca de 388×10^9 m³ utilizando o último dos métodos apresentados na nota anterior.

²⁵ A altura média é ligeiramente superior às determinadas por: HIDROPROJECTO (1977, Quadro I) — 546,9 m e BETIENCOURT (s/d, p. 6) — 400 m.

para medir o relevo por apresentar grande variabilidade de valores, desde os elevados, nas pequenas bacias com acentuados desníveis, aos baixos, tanto mais pequenos quanto mais extensas forem as bacias e mais suaves os seus declives.

Para obviar a esta grande diversidade de valores, que podem ir desde algumas décimas-milésimas até várias dezenas, substituí-se a representação gráfica proporcional das áreas e altitudes de FOURNIER, traduzida em valores de massividade muito diferentes, pela representação gráfica «percentual» de STRAHLER (CHRISTOFOLETTI, 1982, p. 119). Esta, por correlacionar variáveis relativas vai determinar valores muito inferiores para o coeficiente de massividade, nunca superiores a 1,0 e iguais aos da integral hipsométrica²⁶. Os valores obtidos para a bacia do Alva (Quadro VI) são substancialmente diferentes dos calculados por BETTENCOURT (s/d, p. 12-13) porque, este autor, ao usar valores absolutos não respeitou a proporcionalidade das escalas (áreas e altitudes).

QUADRO VI — Índices de relevo

Área (km ²)	Altitude (m)		Altura (m)		Integral hipsométrica (ih)	COEFICIENTES			
	Máxi- ma	Míni- ma	Total (H)	Média (\bar{H})		DE MASSIVIDADE		OROGRÁFICO	
						Valores absolutos	Valores relativos	Valores absolutos	Valores relativos
(A)					$ih = \frac{\bar{H}}{H}$	$tg \alpha = \frac{\bar{H}}{A}$		$Co = \bar{H} \cdot tg \alpha$	
704,63	1993	40	1953	550,6	0,282	0,781	0,282	430,239	155,269

²⁶ CHRISTOFOLETTI, para caracterizar o coeficiente de massividade das bacias hidrográficas localizadas no planalto de Poços de Caldas (MG), utilizou, em 1970 (p. 73) valores absolutos e, em 1982 (p. 120) valores relativos que o conduziram, obviamente, a resultados diferentes:

	1970	1982
Córrego Pouso Alegre	2,39	0,481
Córrego das Vargens	2,06	0,352
Córrego Cachoeira	3,72	0,350
Rio Vermelho/Verdinho	2,52	0,308
Córrego Tamanduá	1,73	0,186
Córrego Quartel	10,58	0,483
Córrego Grande	4,33	0,488

Como a altura média, também o coeficiente de massividade pode apresentar valores semelhantes, em bacias com características diferentes, pelo que FOURNIER (1960, p. 146), para melhor quantificar o relevo, teve necessidade de introduzir um outro índice, o *coeficiente orográfico* (Co), que resulta da combinação dos anteriores:

$$Co = \bar{H} \operatorname{tg} \alpha.$$

Co = coeficiente orográfico;

\bar{H} = altura média da bacia, em metros;

$\operatorname{tg} \alpha$ = coeficiente de massividade.

Como se consideraram dois valores para o coeficiente de massividade, obtiveram-se, logicamente, dois valores para o coeficiente orográfico (Quadro VI), à semelhança do que sucedeu com CHRISTOFOLETTI nos estudos das bacias dos Poços de Caldas. Os valores achados permitem classificar, indubitavelmente, o relevo da bacia como muito acentuado, pois são francamente superiores a 6, limiar acima do qual se deve considerar o relevo como acentuado e, abaixo dele, como pouco acentuado (FOURNIER, 1960, p. 149).

2.4. ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA REDE FLUVIAL

A análise quantitativa das bacias fluviais apresenta a grande vantagem de poder exprimir os factos conhecidos, quer pela observação directa, no campo, quer pelo estudo dos documentos, através da linguagem dos números, pelo que os dados numéricos se revestem de particular importância na comparação das bacias de drenagem, particularmente quando situadas em regiões muito diferenciadas, motivo porque se quantificaram as principais bacias afluentes ao rio Alva.

Mais do que o seu interesse momentâneo, por não ser possível extrair grandes conclusões, apresentam a possibilidade de, futuramente, poderem vir a ser utilizadas, em estudos comparativos de rios portugueses, cujas bacias se desenvolvem sobre materiais geológicos diferentes e com precipitações semelhantes ou sobre materiais geológicos análogos e precipitações diversas, pois estas variáveis parecem ser as fundamentais para explicar as diferenças nas redes de drenagem em Portugal. Alguns estudos já foram feitos nesse sentido por ALCOFORADO (1981), CUNHA (1982) e COELHO (1984).

As medidas executaram-se sobre a Carta Militar de Portugal, na escala de 1:25 000, reportando-se às linhas de água aí assinaladas, quer se trate de cursos de água temporários ou perenes, por todos eles funcionarem quando ocorrem grandes chuvadas e por, mesmo os mais persistentes, quase deixarem de correr, durante os dois ou três meses do estio.

2.4.1. Hierarquização da rede fluvial

Os segmentos que constituem os cursos de água ordenaram-se, com vista aos possíveis estudos comparativos, segundo o critério de STRAHLER (1981, p. 523 e seguintes) por ser o mais utilizado ²⁷.

Individualizadas as bacias de ordem 5 e superior, 6 e 7, (fig. 9) procedeu-se à contagem do número de segmentos de cada ordem (Nu), a partir do qual se determinou a relação de bifurcação (Rb) ou de confluência (Quadro VII), dividindo o número de segmentos de uma determinada ordem pelo número de segmentos da ordem imediatamente superior:

$$Rb = \frac{Nu}{Nu + 1}$$

Rb = relação de bifurcação

Nu = número de ordem considerado

Nu + 1 = número de ordem imediatamente superior

Os valores característicos da relação de confluência situam-se segundo STRAHLER, citado por GREGORY and WALLING (1973, p. 54), entre 3,0 e 5,0 nas bacias hidrográficas em que a estrutura geológica não exerce uma influência dominante sobre o padrão da drenagem. Quando tal não sucede, os valores da relação de bifurcação afastam-se daqueles como acontece nos casos do Alva, entre os canais de ordem 5 e 6, em que é de 8,0 e, no Alvoco Superior, entre os segmentos de ordem 3 e 4, onde toma o valor de 6,5. Verificaram-se, ainda, outras pequenas anomalias, ligeiramente superiores a 5,0 ou inferiores a 3,0, sendo este o caso mais frequente entre os canais de ordem mais elevada, 4 e 5, nas bacias de quinta ordem e entre 6 e 7, no caso do Alva, em que se alcança o mínimo valor teoricamente possível, dois (Quadro VII, fig. 12).

Mediram-se depois os comprimentos dos segmentos das várias ordens, para se obter a relação de comprimento (RL), enunciada por HORTON, citado por STRAHLER (1981, p. 526):

$$RL = \frac{\bar{L}_u}{\bar{L}_u - 1}$$

²⁷ Os segmentos extremos são de ordem 1. A junção de dois segmentos de ordem 1 origina um canal de ordem 2 que se prolonga até se encontrar com outro segmento de ordem 2, de cuja união nascerá um de ordem 3 e, assim, sucessivamente.

QUADRO VII — Características numéricas da rede hidrográfica

ALVA SUPERIOR								ALVA INFERIOR								
Bacia hidrográfica	Ordem dos canais u	Número de canais Nu	Relação de bifurcação Rb	Comprimento dos canais (km) Lu	Comprimento médio dos canais (km) Lu	Comp. médio acumulado dos canais (km) Lu	Relação de comprimento RL	Bacia hidrográfica	Ordem dos canais u	Número de canais Nu	Relação de bifurcação Rb	Comprimento dos canais (km) Lu	Comp. médio dos canais (km) Lu	Comp. médio acumulado dos canais (km) Lu	Relação de comprimento RL	
Rib.ª de Alva	Rib.ª da Fervença								Margem Esquerda							
	1	235	4,20	51,8	0,220	0,220	1,70	Margem Esquerda	Rib.ª de Pomares							
	2	56	4,31	20,9	0,373	0,593	1,84		1	415	4,51	121,0	0,292	0,292	1,49	
	3	13	4,33	8,9	0,685	1,278	3,89		2	92	4,38	40,0	0,435	0,727	1,62	
	4	3	3,00	8,0	2,667	3,945	7,845		1,46	3	21	5,25	14,8	0,705	1,432	3,62
	5	1		3,9	3,900	7,845				4	4	4,00	10,2	2,550	3,982	3,84
	Total			93,5						5	1		9,8	9,800	13,782	
	1	142	4,73	38,1	0,268	0,268	1,48		Total			195,8				
	2	30	5,00	11,9	0,397	0,665	1,55		1	363	4,48	95,5	0,263	0,263	1,35	
	3	6	3,00	3,7	0,617	1,282	4,70		1,10	2	81	4,50	28,8	0,356	0,614	3,87
4	2	2,00	5,8	2,900	4,182	7,382			3	18	4,50	24,8	1,378	1,997	1,11	
5	1		3,2	3,200	7,382			4	4	4,00	6,1	1,525	3,522	6,43		
Total			62,7					5	1		9,8	9,800	13,322			
1	141	3,81	43,9	0,311	0,311	1,29	Margem Direita									
2	37	4,11	14,9	0,403	0,714	1,70	Margem Direita	Rib.ª de Coja								
3	9	4,50	6,2	0,689	1,403	4,20		1	307	4,65	73,0	0,238	0,238	1,69		
4	2	2,00	5,8	2,900	4,303	8,303		1,38	2	66	4,40	26,5	0,402	0,640	2,17	
5	1		4,0	4,000	8,303				3	15	3,00	13,1	0,873	1,513	2,75	
Total			74,8						4	5	5,00	12,0	2,400	3,913	3,67	
1	133	4,23	28,2	0,215	0,215	1,90		5	1		8,8	8,800	12,713			
2	31	3,87	12,7	0,409	0,624	1,87		Total			133,4					
3	8	4,00	6,1	0,763	1,387	1,11		1	158	3,59	43,0	0,272	0,272	1,51		
4	2	2,00	1,7	0,850	2,237	3,400		4,00	2	44	5,50	18,1	0,411	0,683	1,88	
5	1		3,4	3,400	5,637				3	8	4,00	6,2	0,775	1,458	2,45	
Total			52,1					4	2	2,00	3,8	1,900	3,358	1,94		
1	777		216,9					5	1		3,7	3,700	7,058			
2	193		72,3					Total			74,8					
3	42		28,2					1	96	4,08	23,2	0,242	0,242	2,07		
4	5		9,4					2	20	5,00	10,0	0,500	0,742	1,25		
5	1		30,2					3	4	2,00	2,5	0,625	1,367	2,56		
Total			357,0					4	2	2,00	3,2	1,600	2,967	1,25		
1	1426	4,47	378,9	0,265	0,265	1,57	5	1	2,00	2,0	2,000	4,967				
2	319	4,08	132,7	0,416	0,681	1,63	Total			40,9						
3	78	5,57	53,1	0,681	1,362	3,22	1	149	4,66	28,9	0,194	0,194	1,59			
4	14	3,50	30,7	2,193	3,555	7,180	1,65	2	32	5,33	9,9	0,309	0,503	2,59		
5	4	4,00	14,5	3,625	7,180	8,33		3	6	3,00	4,8	0,800	1,303	1,25		
6	1		30,2	30,200	37,380			4	2	2,00	2,0	1,000	2,303	1,90		
Total			640,1					5	1		1,9	1,900	4,203			
1	238	4,25	77,2	0,324	0,324	1,59	Margem Esquerda									
2	56	4,66	29,0	0,518	0,842	2,25	Margem Esquerda	Rib.ª da Sobreira								
3	12	3,00	14,0	1,167	2,009	2,14		1	208	5,20	38,2	0,184	0,184	1,98		
4	4	4,00	10,0	2,500	4,509	4,40		2	40	3,64	14,6	0,365	0,549	1,69		
5	1		11,0	11,000	15,509				3	11	3,66	6,8	0,618	1,167	1,19	
Total			141,2						4	3	3,00	2,2	0,733	1,900	6,00	
1	222	4,53	78,1	0,352	0,352	1,33		5	1	3,00	4,4	4,400	6,300			
2	49	3,77	23,0	0,469	0,821	2,92		Total			66,2					
3	13	6,50	17,8	1,369	2,190	2,74		1	151	4,31	22,3	0,148	0,148	2,12		
4	2	2,00	7,5	3,750	5,940	8,140		0,59	2	35	4,37	11,0	0,314	0,462	1,91	
5	1		2,2	2,200	8,140				3	8	4,00	4,8	0,600	1,062	2,66	
Total			128,6					4	2	2,00	3,2	1,600	2,662	1,06		
1	119	4,25	40,0	0,336	0,336	1,12	5	1		1,7	1,700	4,362				
2	28	3,11	10,5	0,375	0,711	1,51	Total			43,0						
3	9	4,50	5,1	0,567	1,278	2,29	1	2174		540,2						
4	2	2,00	2,6	1,300	2,578	3,08	2	458		175,7						
5	1		4,0	4,000	6,578			3	97		84,9					
Total			62,2					4	22		34,5					
1	246	4,10	90,5	0,368	0,368	1,27	7	1		73,4						
2	60	3,75	28,0	0,467	0,835	1,34	Total			908,7						
3	16	3,20	10,0	0,625	1,460	2,30	1	4021	4,63	985,3						
4	5	5,00	7,2	1,440	2,900	4,51	2	868	4,62	334,6						
5	1		6,5	6,500	9,400			3	188	4,09	162,7					
Total			142,2					4	46	5,75	77,2					
1	472		172,9					5	8		42,1					
2	102		49,1					7	1		73,4					
3	23		24,5					Total			1675,3					
4	4		10,0					Rio Alva								
6	1		18,3					1	6744	4,55	1822,9	0,270	0,270	1,52		
Total			274,8					2	1482	4,37	606,9	0,410	0,680	2,07		
1	1297	4,34	458,7	0,354	0,354	1,34	3	339	4,40	287,2	0,847	1,527	2,23			
2	295	4,04	139,6	0,473	0,827	2,07	4	77	4,81	145,2	1,886	3,413	2,66			
3	73	4,29	71,4	0,978	1,805	2,24	5	16	8,00	80,3	5,019	8,432	4,83			
4	17	4,25	37,3	2,194	3,999	2,70	6	2	2,00	48,5	24,250	32,682	3,03			
5	4	4,00	23,7	5,925	9,924	3,09	7	1		73,4	73,400	106,082				
6	1		18,3	18,300	28,224			Total			3064,4					
Total			749,0													

RL = relação de comprimento
 \bar{L}_u = comprimento médio de todos os segmentos de ordem u ;
 $\bar{L}_u - 1$ = comprimento médio de todos os segmentos de ordem imediatamente inferior a u .

Os valores obtidos (Quadro VII) são, em regra, semelhantes, pelo que a variação não é muito acentuada (fig. 13). Exceptuam-se, mais uma vez, situações condicionadas pela estrutura, como são os casos das rib.^{as} de Alva e de Coja, por exemplo, que apresentam para os canais de ordem superior, relações de comprimento elevadas, 8,33 e 6,43, respectivamente.

2.4.2. Densidade de drenagem

A densidade de drenagem (Dd), um dos parâmetros quantitativos com maior significado geomorfológico e hidrológico, relaciona o comprimento de todos os segmentos com a área da bacia:

$$Dd = \frac{L}{A}$$

Dd = densidade de drenagem;
 L = comprimento total dos segmentos, em km;
 A = área da bacia, em km².

O resultado, expresso em km/km², dá indicação do comprimento dos canais existentes por unidade de superfície e é o responsável pela eficiência do escoamento fluvial.

STRAHLER (1981, p. 532) considera quatro tipos de densidade de drenagem: baixa, média, alta e extremamente elevada, associados a outros tantos tipos de textura: grosseira, média, fina e ultrafina. CHRISTOFOLETTI (1969, p. 40-41) define textura como «o maior ou menor espaçamento entre os cursos de água». Será grosseira «quando existe espaçamento amplo entre os cursos de água» e será fina, quando ocorre o inverso.

Para ele, a densidade de drenagem é baixa, quando menor do que 7,5; é média, quando compreendida entre 7,5 e 10,0; é alta, quando superior a 10,0. Os valores calculados para as bacias estudadas são todos baixos (Quadro VIII) pelo que se enquadram na textura grosseira, onde os canais fluviais são pouco abundantes e de grande comprimento, especialmente no Alvoco Superior e na rib.^a de Loriga.

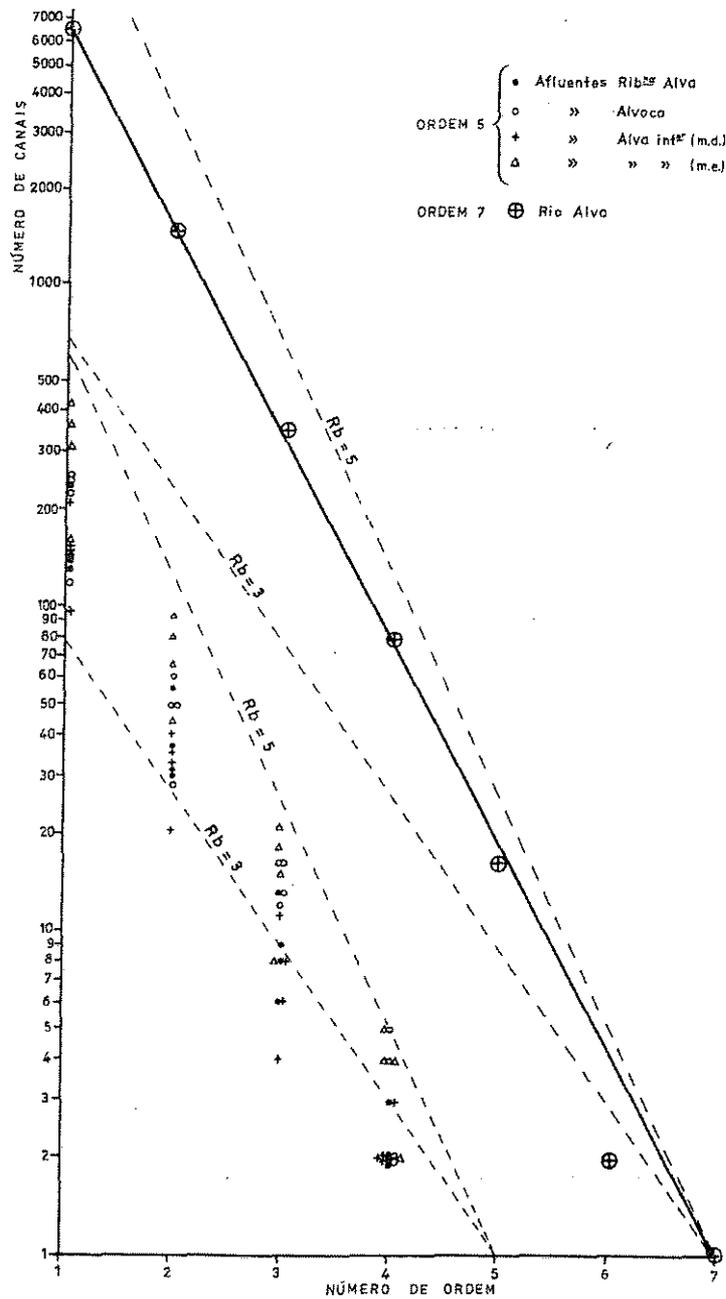


FIG. 12 — Correlação do número de canais de uma determinada ordem com o seu número de ordem nas bacias de quinta ordem afluentes ao rio Alva. Comparação da variação desses valores com os da bacia do Alva (ordem 7) para os quais se representou a respectiva recta de regressão.

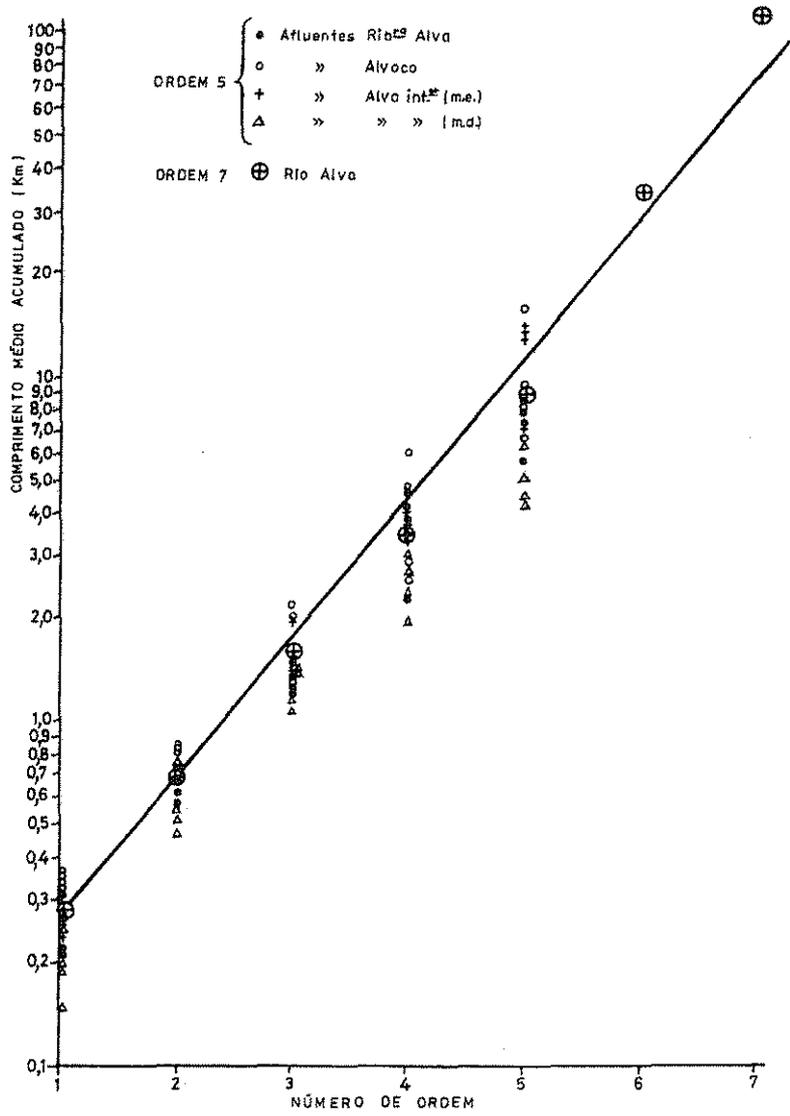


FIG. 13 — Correlação do comprimento médio acumulado dos canais de uma determinada ordem com o seu número de ordem, para as bacias de quinta ordem, afluentes à do Alva. Comparação desses valores com os da bacia do Alva (ordem 7) e sua recta de regressão.

QUADRO VIII — Características numéricas das bacias de drenagem

Bacias Hidrográficas		Área da bacia (A) (km ²)	Número total de canais elementares (N ₁)	Comprimento total dos canais (L) (km)	Densidade de Drenagem (Dd = $\frac{L}{A}$)	Coefficiente de manutenção $Cm = \frac{1}{Dd} \times 1000$	Densidade hidrográfica ou freq. de talvegues (Dh = $F1 = \frac{N_1}{A}$)	Coefficiente de torrencialidade (F1 × Dd)	
ALVA SUPERIOR	Rib. ^a de Alva	Rib. ^a da Ferverça	17,01	235	93,5	5,50	181,81	13,82	76,01
		Rib. ^a do Covão do Urso	15,33	142	62,7	4,09	244,50	9,26	37,87
		Rib. ^a da Caniça	20,95	141	74,8	3,57	280,11	6,73	24,03
		Rib. ^a de Sazes	13,77	131	52,1	3,78	264,55	9,51	35,95
		Outras	72,92	777	357,0	4,90	204,08	10,66	52,23
	Rio Alvoco	Rib. ^a de Loriga	43,23	238	141,2	3,27	305,81	5,51	18,02
		Rib. ^a do Alvoco Superior	40,16	222	128,6	3,20	312,50	5,53	17,70
		Rib. ^a da Teixeira	14,23	119	62,2	4,37	228,83	8,36	36,53
		Rib. ^a do Piodão	34,45	246	142,2	4,13	242,13	7,14	29,49
		Outras	59,62	472	274,8	4,61	216,92	7,92	36,51
ALVA INFERIOR	Margem Esquerda	Rib. ^a de Pomares	44,31	415	195,8	4,42	226,24	9,37	41,42
		Rib. ^a de Coja	42,76	363	165,0	3,86	259,07	8,49	32,77
		Rib. ^a de Folques	35,16	307	133,4	3,79	263,85	8,73	33,09
		Rib. ^a da Aveia	17,58	158	74,8	4,25	235,29	8,99	38,21
	Margem Direita	Rib. ^a do Fontão	10,85	96	40,9	3,77	265,25	8,85	33,37
		Rib. ^a da Sobreira	8,69	149	47,5	5,47	182,82	17,15	93,81
		Rib. ^a da Figueirosa	13,58	208	66,2	4,88	204,92	15,32	74,76
		Rib. ^a da Farinha Pôdre	6,88	151	43,0	6,25	160,00	21,95	137,19
		Outras	193,15	2174	908,7	4,71	212,31	11,26	53,04
		Rib. ^a de Alva	139,98	1426	640,1	4,57	218,82	10,19	46,57
Rio Alvoco		191,69	1297	749,0	3,91	255,75	6,77	26,47	
Alva Superior		331,67	2732	1389,1	4,19	238,66	8,21	34,40	
Alva Inferior		372,96	4021	1675,3	4,49	222,72	10,78	48,40	
Rio Alva		704,63	6744	3064,4	4,35	229,89	9,57	41,63	

Outra medida de textura, semelhante à densidade de drenagem, é o *coeficiente de manutenção* (Cm), definido por SCHUMM, citado por CHRISTOFOLETTI (1969, p. 43-44), que o considera como um dos valores numéricos mais importantes para a caracterização do sistema de drenagem, por indicar a área mínima necessária ao desenvolvimento de um canal.

Calcula-se multiplicando por mil o inverso do valor da densidade de drenagem, para que o resultado venha expresso em metros quadrados por metro (m²/m):

$$Cm = \frac{1}{Dd} \times 1000$$

Cm = coeficiente de manutenção

Dd = densidade de drenagem.

Este índice indica a área mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento. Os valores obtidos (Quadro VIII) variam consoante as características das bacias, os mais baixos relacionam-se com as menos acidentadas (Farinha Pôdre — 160,00 m²/m; Fervença — 181,81 e Sobreira — 182,82) e os mais elevados, com as bacias mais declivosas (Alvoco superior — 312,50 m²/m e Loriga — 305,81).

Mas, voltando à densidade de drenagem, como rios compridos e pouco numerosos podem dar, para uma mesma superfície, a mesma densidade de drenagem que os rios curtos e muito numerosos é necessário considerar também a *densidade hidrográfica* (Dh), definida por HORTON, citado por CHRISTOFOLETTI (1969, p. 39), noção que depois de corrigida (id., p. 46), também é denominada *frequência dos talwegues elementares* (Fl) (VIVAS, 1966, p. 68), e relaciona o número de canais elementares, os de ordem 1, com a unidade de superfície:

$$Dh \equiv Fl = \frac{N_1}{A}$$

Dh = densidade hidrográfica;

Fl = frequência dos talwegues elementares;

N₁ = número de canais de ordem 1;

A = área da bacia, em km².

Assim, além do comprimento, fica a conhecer-se o número de canais de ordem um, por quilómetro quadrado de superfície. Constatou-se que a variação destes é muito superior à do comprimento. Enquanto as bacias

que se desenvolvem principalmente em áreas aplanadas possuem uma frequência de talvegues de ordem um superior a 15 por km² (Farinha-Pôdre — 21,95; Sobreira — 17,15; Figueirosa — 15,32), as que drenam vertentes com declives mais acentuados apresentam valores próximos de cinco segmentos de ordem um por quilómetro quadrado de superfície (Loriga — 5,51 e Alvoco Superior — 5,53).

Para o cálculo da densidade hidrográfica utilizaram-se os canais de primeira ordem, cujo número, dependente das características físicas da bacia, é reduzido por estas serem particularmente adversas à sua formação pois aguaceiros violentos, caídos sobre rochas impermeáveis ou de permeabilidade reduzida, em vertentes com declives acentuados, originam uma escorrência laminar que rapidamente se organiza, concentrando-se, reduzindo assim a frequência dos talvegues elementares, determinando, por isso densidades hidrográficas baixas e, ao mesmo tempo, coeficientes de torrencialidade e de escoamento importantes.

O *coeficiente de torrencialidade* (Ct) obtém-se multiplicando a densidade hidrográfica pela densidade de drenagem (VIVAS, 1966, p. 70).

$$Ct = Dh \times Dd$$

Ct = Coeficiente de torrencialidade;

Dh = densidade hidrográfica

Dd = densidade de drenagem.

A torrencialidade, tanto maior quanto menor fôr o valor obtido, é, sem dúvida, um dos índices de maior cunho geográfico e de particular significado em bacias pequenas. Por isso trataram-se preferencialmente as de ordem 5, mais ou menos homogéneas, pois em bacias muito extensas perde significado, por redução da amplitude dos valores, devida à grande heterogeneidade das características físicas.

O Alva surge-nos, apesar da sua extensão, como um rio francamente torrencial, cuja torrencialidade lhe advém, quase exclusivamente, dos afluentes que descem das serras da Estrela, Açor e Aveleira, com declives acentuados (fig. 5). O Alvoco superior e a rib.^a de Loriga (com 17,70 e 18,02) apresentam as torrencialidades mais elevadas, seguidas de perto, pelos outros afluentes que se despenham da Cordilheira Central. As bacias menos torrenciais são as da Farinha Pôdre (137,19), da Sobreira (93,81) da Fervença (76,01) e da Figueirosa (74,76), donde se conclui que mais importante do que as características geológicas, o declive das vertentes é o factor primordial na explicação das diferenças de torrencialidade.

2.4.3. Estudo dos declives

O declive das vertentes condiciona não só a infiltração das águas superficiais mas também a velocidade das mesmas, isto é, a rapidez com que se processa o escoamento. Esta, por sua vez, é responsável, em grande medida, pela força viva das correntes, ou seja, pela eficácia da actuação dos processos erosivos relacionados com o escoamento, motivo porque o estudo dos declives é um factor de peso em hidrogeomorfologia.

Os declives estudam-se, normalmente, sobre mapas²⁸. Na falta de mapas de declives recorre-se à análise dos perfis transversais e longitudinais que, de algum modo, ilustram os declives existentes nas bacias.

Na prática, costuma determinar-se quantitativamente o valor do declive médio da bacia, ou do declive entre duas curvas de nível, através dos *índices de declive*. Para facilitar o seu cálculo, transforma-se a bacia hidrográfica num «*rectângulo equivalente*» que possua área, perímetro e curva hipsométrica iguais às da bacia considerada (fig. 14). As curvas de nível são paralelas ao lado menor do rectângulo e respeitam a hipsometria natural da bacia.

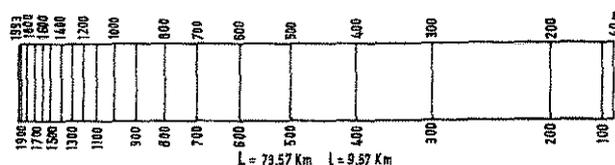


FIG. 14 — Rectângulo equivalente da bacia de drenagem do rio Alva.

Para calcular a dimensão dos lados do rectângulo (L — lado maior; l — lado menor) é necessário conhecer o coeficiente de compacidade (Kc) e a área da bacia (A), uma vez que, segundo VILLELA et al. (1979, p. 24), os lados maior e menor são, respectivamente, iguais a:

$$L = \frac{Kc\sqrt{A}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kc} \right)^2} \right]; \quad l = \frac{Kc\sqrt{A}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kc} \right)^2} \right]$$

Os índices de declive relacionam as diferenças entre as altitudes consideradas e o comprimento do «rectângulo equivalente». Os mais usados são o *índice de declive de ROCHE* e o *índice de declive global*.

²⁸ As técnicas de construção dos mapas de declives assim como alguns exemplos de mapas portugueses de declives foram apresentados por F. REBELO (1976).

No índice de declive de ROCHE (I_p) considera-se a diferença entre as cotas máxima e mínima da bacia, a altura:

$$I_p = \frac{H_0 - H_{100}}{L}$$

I_p = índice de declive de ROCHE
 H_0 = altitude máxima da bacia
 H_{100} = altitude mínima da bacia
 L = comprimento do «rectângulo equivalente»

enquanto que no índice de declive global (I_g) preferem-se as altitudes acima das quais se situam 5 e 95% da área da bacia

$$I_g = \frac{H_5 - H_{95}}{L}$$

I_g = índice de declive global
 H_5 = altitude acima da qual se situa 5% da área da bacia
 H_{95} = idem, 95% da área da bacia
 L = comprimento do «rectângulo equivalente»

eliminando-se assim as altitudes extremas onde, geralmente, se registam variações acentuadas na curva hipsométrica.

No caso da bacia do Alva obtiveram-se os seguintes valores: $I_p = 26\text{‰}$ e $I_g = 19\text{‰}$, pelo que dificilmente se poderia falar em vertentes, uma vez que declives de 2,6% ou de 1,9% implicariam áreas planálticas muito extensas que equilibrassem os declives fortes dos valeiros, mas são valores que se aceitam para perfis longitudinais ²⁹ usando-se na falta ou como complemento de outros elementos.

²⁹ Em termos de conjunto, da nascente à confluência com o Mondego, o Alva apresenta um declive médio de 13,99‰. Se, em vez da rib.^a de Alva, se considerar como tramo principal o Alvoco, por nascer a altitude superior, obtém-se para o conjunto Alva Inferior-Alvoco um declive médio de 17,84‰. Estas diferenças, como no caso dos índices de declive, resultam essencialmente da adopção de altitudes diversas para cálculo dos valores.

CONCLUSÃO

Os depósitos de cobertura conservados a Sudoeste da bacia hidrográfica do rio Alva permitem estimar as condições em que ocorreram e o modo como se processaram alguns dos principais episódios que traçaram a complicada evolução geomorfológica do Baixo Alva e que antecederam a implantação e o desenvolvimento da actual rede hidrográfica.

Não terão sido, certamente, muito diferentes nas outras áreas da bacia, mas, a inexistência de depósitos não permite estabelecer com segurança um registo tão antigo.

No Baixo Alva, de acordo com os trabalhos atrás citados e as nossas próprias observações, a sequência provável desses acontecimentos terá sido:

1. Aplanação geral duma superfície talhada no xisto. Dela emergiriam eventuais relevos de dureza, pouco acentuados (cristas de quartzito);
2. Deposição dos «Grés do Buçaco», oriundos dos granitos de Norte e de Nordeste, sobre essa superfície, provavelmente no Cretácico médio (Cenomaniano superior), num clima quente e húmido;
3. Erosão de grande parte dos grés que ocultavam a superfície do xisto. Foi facilitada por um provável basculamento dessa superfície para Sudoeste;
4. Deposição no Terciário inicial (Ludiano, segundo TELLES ANTUNES, 1967) das «Arcoses de Coja», provenientes também dos granitos de Norte e de Nordeste, mas em condições climáticas um pouco diferentes, certamente mais contrastadas, de modo a permitirem a conservação dos feldspatos;
5. Abatimento da «bacia de Coja», o que veio permitir a posterior conservação das arcoses nesse local, com uma espessura considerável;
6. Erosão da maior parte das «arcoses de Coja» que fossilizavam o «grés do Buçaco»;
7. Soerguimento da Cordilheira Central, certamente durante o Oligo-Miocénico. Deposição da série de «fácies fluvial» num ambiente de drenagem mal organizada, ora com acarreios provindos de Norte e de Nordeste, a originarem leitos areno-argilosos, ora de Sul e Sueste, constituindo leitos essencialmente cascalentos (xisto e quartzo);
8. Continuação do levantamento da Cordilheira e dos derrames de xisto e de quartzo filoniano, para Noroeste, durante o Pliocénico (?) e o Vilafranquiano. Os calhaus aumentam de dimensão e alcançam

maior afastamento da fonte de alimentação, originando a «formação superior de fácies raña». Movimentação tectónica também a Noroeste da Cordilheira onde ocorrem levantamentos (Serras do Bidueiro e de Santa Quitéria, por exemplo) e abatimentos («graben» de Travanca-Folques);

9. Finalmente, no Quaternário dá-se a erosão dos depósitos grosseiros, a organização da rede de drenagem actual e a constituição do relevo contemporâneo.

Complexa foi, também, a organização da rede de drenagem estudada. Grande parte do actual sistema de cabeceiras dirigia-se para Oeste e foi por erosão remontante que se deram as sucessivas capturas desses elementos, como foi por erosão remontante, com exploração das diversas linhas de fragilidade, das fracturas, que se constitui a actual rede de drenagem.

Nela predominam os vales encaixados, devendo-se os vales largos mais importantes a situações estruturais. Nas cabeceiras do Alva, o encaixe é extremamente facilitado pela já referida exploração da numerosa rede de fracturas, que deixa alcandorados os tramos que não as seguem. Esta adaptação à estrutura e a juventude da rede hidrográfica são de tal ordem que antigos vales glaciários (Covão do Urso, por exemplo) hoje são vales secundários, tendo sido suplantados pela «febre» da exploração das fracturas. A «juventude» é ainda testemunhada pela enorme quantidade de rupturas de declive presentes nos perfis longitudinais, algumas relacionadas com capturas e a maior parte associadas a patamares tectónicos que o rio ainda não «teve tempo» de desgastar.

Quase todo o traçado da rede fluvial se organizou, assim, de acordo com a rede fracturas. Mesmo no Baixo Alva, mais do que um simples resultado do encaixe no xisto, dos meandros desenvolvidos pelo rio quando corria num vale largo, aberto nos materiais mais brandos dos depósitos de cobertura, há neles também uma acentuada adaptação à estrutura, provavelmente facilitada por um recente rejogo tectónico.

Os últimos episódios, assinalados nesta área por um elevado número de terraços e de rechãs, traduzem uma evolução feita aos sobressaltos, marcada por fases de estabilidade da drenagem, em que o rio alarga o vale, e por períodos de encaixe, em que o vale estreita e as vertentes se tornam abruptas. Estas fases relacionam-se quer com dificuldades produzidas pelas travessias de soleiras de rochas duras — as cristas quartzíticas de Penacova e de Santa Eufémia — quer com modificações climáticas.

A actual evolução faz-se, essencialmente, no Baixo Alva, pela migração dos meandros para jusante, sempre condicionada pela estrutura. Esta

evolução sinuosa favorece a assimetria do vale, traduzida tanto no acentuado declive da vertente côncava, em contraponto com o suave declive da margem convexa, como no próprio relevo dos lóbulos convexos mais desenvolvidos, com tergos arredondados e vertentes inclinadas tendo logicamente a virada para montante, declive mais acentuado do que a voltada para jusante.

Do ponto de vista hidrológico, particularmente nos aspectos ligados ao escoamento fluvial, ainda é cedo para se tirarem conclusões pois falta tratar detalhadamente algumas das variáveis fundamentais do escoamento, nomeadamente o clima e a vegetação. Apesar de tudo, com base nos factos estudados, podem apontar-se algumas hipóteses.

Assim, com base nas características das rochas existentes no conjunto da bacia, verificou-se que a sua permeabilidade é reduzida o que favorece a predominância do escoamento superficial. Este, apresentará grande velocidade tendo em linha de conta não só a forma da bacia, mas também as suas características hipsométricas e os elevados declives das suas vertentes. Os declives são ainda os principais responsáveis pela característica mais dominante do rio Alva tanto do ponto de vista geomorfológico como do hidrológico. Trata-se, evidentemente, da sua elevada torrencialidade.

BIBLIOGRAFIA

a) *Cartografia e fotografia aérea*

- Carta Hidrogeológica de Portugal*, Esc. 1:1 000 000, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, 1970.
- Carta de Portugal*, Esc. 1:500 000, Lisboa, Instituto Geográfico e Cadastral, 1974.
- Carta Geológica de Portugal*, Esc. 1:500 000, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, 1972.
- Mapa Geomorfológico de Portugal*, Esc. 1:500 000, Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, 1980.
- Carta Geotectónica, Região das Beiras-Portugal*, Esc. 1:250 000, Lisboa, Junta de Energia Nuclear, 1968.
- Mapa Oro-hidrográfico de Portugal*, Esc. 1:200 000, Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, 1965. Folhas: 13 e 14.
- Carta de Portugal*, Esc. 1:100 000, Lisboa, Instituto Geográfico e Cadastral. Folhas: 17, 19 e 20.
- Carta Geológica de Portugal*, Esc. 1:50 000, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal. As folhas publicadas cobrem apenas a parte oriental da bacia estudada: 17-D e 20-B. Para a parte ocidental utilizaram-se minutas de campo inéditas cedidas pelos Serviços Geológicos de Portugal, correspondentes às folhas 221, 222, 231, 232 e 233 da Carta Militar de Portugal, Esc. 1:25 000.
- Carta Corográfica de Portugal*, Esc. 1:50 000, Lisboa, Instituto Geográfico e Cadastral. Folhas: 17-D, 19-B, 19-D, 20-A, 20-B e 20-C.
- Carta Militar de Portugal*, Esc. 1:25 000, Lisboa, Serviços Cartográficos do Exército. Folhas: 212, 213, 220, 221, 222, 223, 231, 232, 233, 234, 242, 243 e 244.
- Fotografia aérea. Voo Americano 1958. Esc. aprox. 1:26 000. Lisboa. Serviço Cartográfico do Exército.

b) *Livros e artigos*

- ALCOFORADO, M. J. (1981) — *Notas sobre a Geomorfologia da Arrábida Oriental*, Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, 89 p. pol. (Relatório n.º 12, Linha de Acção de Geografia Física).
- ANTUNES, M. T. (1967) — «*Dépôts paléogènes de Coja; nouvelles données sur la paléontologie et la stratigraphie. Comparaison avec d'autres formations paléogènes*», *Rev. Fac. Ciências*, Lisboa, 2.ª sér. C — Ciênc. Nat., Vol. XV, fasc. 1.º, p. 69-111.
- BETTENCOURT, M. L. (s/d) — *Erosão hídrica na bacia do Mondego*, Lisboa, Serviço Meteorológico Nacional.
- BIROT, P. (1949) — «*Les surfaces d'érosion du Portugal Central et Septentrional*» in *Rapport de la Commission pour la Cartographie des Surfaces d'Aplanissement*, Louvain, p. 9-116.
- CARVALHO, A. M. G. (1960) — «*Contribuição para o conhecimento dos grés do Buçaco e de Coja*», *Bol. Min. Geol. Lx.*, Lisboa, VIII, 2, p. 85-113.
- CHORLEY, R. J. ed. (1969-a) — *Introduction to Physical Hidrology*, London, Methuen.
- CHORLEY, R. J. ed. (1969-b) — *Introduction to Geographical Hidrology*, London, Methuen.

- CHORLEY, R. J. and KENNEDY, B. A. (1971) — *Physical Geography. A systems approach*, London, Prentice Hall International.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1969) — «Análise morfométrica das bacias hidrográficas», *Notícia Geomorfológica*, 9 (18), Campinas, p. 35-64.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1970) — «Análise hipsométrica de bacias de drenagem», *Notícia Geomorfológica*, 10 (19), Campinas, p. 68-76.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1971) — «Correlação de variáveis para o estudo comparativo de bacias hidrográficas», *Boletim Geográfico*, 30 (224), Rio de Janeiro, p. 101-106.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1980) — *Geomorfologia*, S. Paulo, Edgard Blücher, (2.ª ed.).
- CHRISTOFOLETTI, A. (1981) — *Geomorfologia fluvial*, S. Paulo, Edgard Blücher.
- COELHO, C. A. (1984) — «Morfometria de bacias fluviais no Maciço Antigo: Norte de Portugal» in *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, 1.º vol., Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, p. 297-304.
- CUNHA, L. J. S. (1981) — «O Duega a montante de Miranda do Corvo. Apresentação de alguns problemas geomorfológicos», *Revista da Universidade de Coimbra*, vol. XXIX, p. 451-520.
- DAVEAU, S. (1969) — «Structure et relief de la Serra da Estrela», *Finisterra*, Lisboa, IV, 7 e 8, p. 31-63 e 159-167.
- DAVEAU, S. (1971) — «La glaciation de la Serra da Estrela», *Finisterra*, Lisboa, VI, 11, p. 5-40.
- DAVEAU, S. (1972) — *Evolução geomorfológica da bacia da Lousã*, Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, 40 p. pol. (Relatório n.º 1, Projecto de Geografia Física).
- DAVEAU, S. (1976) — «Le bassin de Lousã. Évolution sédimentologique, tectonique et morphologique», *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, n.º 82, p. 95-115.
- DAVEAU, S. (1977) — «L'évolution géomorphologique quaternaire au Portugal. Principaux aspects et problèmes posés par son étude» in *Recherches Françaises sur le Quaternaire*, INQUA, Suppl. Bull. AFEQ, Paris, 50, 1, p. 11-21.
- DAVEAU, S.; CARVALHO, A. M. G. e ALEGRIA, F. (1973) — *Os depósitos da bacia da Lousã*, Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, 34 p. pol. (Relatório n.º 2, Projecto de Geografia Física).
- DIRECÇÃO-GERAL DOS RECURSOS E APROVEITAMENTOS HIDRÁULICOS, BRIGADA DE HIDROMETRIA DO BAIXO MONDEGO (1979) — *Características físicas das estações de medição de caudais das bacias hidrográficas do Vouga e do Mondego*, Montemor-o-Velho DGRAH.
- ELECTRICIDADE DE PORTUGAL, EDP (1976) — *Aproveitamento hidráulico do rio Alva, Barragem de Fronhas, Anteprojecto*. Lisboa, Direcção de Equipamento Hidráulico.
- FERREIRA, A. BRUM (1978) — *Planaltos e montanhas do norte da Beira*, Lisboa, Centro de Estudos Geográficos (Memória n.º 4).
- FERREIRA, C. C. (1980) — *O vale do Alva a jusante de Maladão*, Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, 124 p. pol. (Relatório n.º 10, Linha de Acção de Geografia Física).
- FERREIRA, D. B. (1981) — *Carte géomorphologique du Portugal*, Lisboa, Centro de Estudos Geográficos (Memória n.º 6).
- FOURNIER, F. (1960) — *Climat et érosion*, Paris, PUF.
- FRÉCAUT, R. (1971) — *La Moselle et son bassin, Contribution à l'hydrologie et à la dynamique fluviales en milieu tempéré océanique*, Thèse, Brest, Université de Bretagne Occidentale.
- GARCEZ, L. N. (1967) — *Hidrologia*, S. Paulo, Edgard Blücher.

- GREGORY, K. J. and WALLING, D. E. (1973) — *Drainage basin form and process. A geomorphological approach*, Londres, Arnold.
- HIDROPROJECTO (1977) — *Previsão de caudais no Alto Mondego. Modelo de hidrologia operacional. Estudo preliminar*. Lisboa, Hidroprojecto.
- HORTON, R. E. (1945) — «Erosional development of streams and their drainage basins, hydrophysical approach to quantitative morphology», *Bulletin of the Geological Society of America*, 56, p. 275-370.
- ILHARCO, V.M.M.G. (1956) — *O vale do Alva a jusante da Ponte das Três Entradas. Estudo de Geografia Regional*. Dissert. Licenc. Geog. Coimbra.
- JUNTA DE ENERGIA NUCLEAR (1968) — *A província uranífera do centro de Portugal. Suas características estruturais, tectónicas e metalogénicas*. Lisboa, Junta de Energia Nuclear.
- KAITANEN, V. (1975) — «Composition and morphotectonic interpretation of the Kiellajohka drainage basin, Finnish Lapland», *Fennia*, Helsinquia, 140, 55 p.
- LENCASTRE, A. e FRANCO, F. M. (1984) — *Lições de Hidrologia*, Lisboa, Universidade Nova.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. and MILLER, J. P. (1964) — *Fluvial processes in geomorphology*, Londres, Freeman.
- LOUP, J. (1974) — *Les eaux terrestres*, Paris, Masson.
- LOURENÇO, L. (1984) — «As cheias do rio Alva. Contributo para o seu conhecimento através dos registos na Ponte de Coja», *Biblos*, Coimbra, vol. LX, p. 37-70.
- LOURENÇO, L. (1986) — «A propósito de alguns depósitos periglaciares no Baixo Alvo», *Cadernos de Geografia*, Coimbra, Instituto de Estudos Geográficos, 5, p. 151-9.
- MARTINS, A. FERNANDES (1940) — *O esforço do homem na bacia do Mondego. Ensaio geográfico*. Coimbra.
- MARTONNE, E. de (1941) — «Hypsométrie et morphologie: détermination et interprétation des altitudes moyennes de la France et de ses grandes régions naturelles», *Annales de Géographie*, 50 (284), p. 241-254.
- MARTONNE, E. de (1948/51) — *Traité de Géographie Physique*, trad. port. in *Panorama da Geografia*, vol. I, Lisboa, Cosmos, 1953.
- PÉCSI, M. (1966) — «The dynamics of quaternary slope evolution and its geomorphological representation» in *Evolution des Versants*, vol. I des comptes rendus du Symposium International de Géomorphologie, Liège, p. 187-199.
- REBELO, F. (1967) — «Vertentes do rio Dueça», *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, Coimbra, vol. III, n.ºs 22/23, p. 155-237.
- REBELO, F. (1975) — *Serras de Valongo. Estudo de Geomorfologia*. Coimbra, Fac. de Letras, Suplementos de *Biblos*, 9.
- REBELO, F. (1976) — «Mapas de declives. Análise de alguns exemplos portugueses», *Finisterra*, Lisboa, 11 (22), p. 267-283.
- REBELO, F. (1981) — «Introdução ao estudo dos processos erosivos actuais na região litoral do norte e centro de Portugal», *Revista da Universidade de Coimbra*, 29, p. 195-248.
- REBELO, F. (1983) — «A cartografia geomorfológica de pormenor como forma privilegiada de aplicação», *Cadernos de Geografia*, Coimbra, Instituto de Estudos Geográficos, 2, p. 103-118.
- REBELO, F. (1984) — «Adaptações e inaptações às cristas quartzíticas do Noroeste português», in *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, 1.º vol., Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, p. 321-331.
- REMENIERAS, G. (1980) — *L'hydrologie de l'Ingénieur*, Paris, Eyrolles (2.ª éd. revue et augmentée, nouveau tirage).

- RIBEIRO, O. (1949) — «*Le Portugal Central, (Livret-guide de l'excursion C)*», in *Cong. Int. Géog., Lisbonne*, Lisboa, UGI.
- RIBEIRO, O. (1968) — «*Excursão à Extremadura e Portugal Central*», *Finisterra*, 3(6), Lisboa, Centro de Estudos Geográficos.
- RIBEIRO, O. e FEIO, M. (1950) — «*Les dépôts de type «raña» au Portugal*» in *C. R. Cong. Int. Géog., Lisbonne 1949*, II, Lisboa, p. 152-159.
- SOARES, A. F.; REIS, R.P.B.P. e DAVEAU, S. (1983) — «*Tentativa de correlação das unidades litostratigráficas da região do Baixo Mondego com as das bacias de Lousã e Arganil*», *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, n.º 96, p. 3-19.
- STRAHLER, A. N. (1952) — «*Hypsometric (area altitude) analysis of erosional topography*», *Geol. Soc. Amer. Bulletin*, 63 (10), New York, p. 1117-1142.
- STRAHLER, A. N. (1971) — *The earth sciences*, New York, Harper & Row Publishers (2 ed.).
- STRAHLER, A. N. (1981) — *Geografia Física*, trad. cast., Barcelona, Omega (5.ª ed.).
- TEIXEIRA, C. e MARTINS, J. A. (1959) — «*O Silúrico de Arganil*», *Rev. Fac. Ciênc.*, Lisboa, 2.ª sér. C — Ciênc. Nat., vol. VII, fasc. 2.º, p. 211-222.
- TEIXEIRA, C.; CARVALHO, L. H. B.; SANTOS, J. P.; PERES, A. M.; BARROS, R. F.; PILAR, L.; FERNANDES, A. P. e ROCHA, A. T. (1967) — *Carta Geológica de Portugal. Notícia explicativa da Folha 17-D (Gouveia)*, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal.
- TEIXEIRA, C.; SANTOS, J. P.; CARVALHO, H. F.; FERNANDES, A. P. e VAIRINHO, M. M. (1974) — *Carta Geológica de Portugal. Notícia Explicativa da Folha 20-B (Covilhã)*, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal.
- TERS, M. (1964) — *La Vendée littorale. Étude de Géomorphologie*, Paris.
- VIEIRA, N. M. (1977) — «*Metodologia aplicada ao estudo das boçorocas de Franca (SP)*», *Bol. do Depart. de Geog. do IHSS*, Franca, n.º 3, p. 1-39.
- VILLELA, S. M. e MATTOS, A. (1979) — *Hidrologia aplicada*, S. Paulo, Mc Graw-Hill do Brasil.
- VIVAS, L. (1966) — «*Metodos de investigación hidro-geomorfológica aplicados en el estudio de una cuenca hidrográfica (el caso de la cuenca del rio Roubion. SE de Francia)*», *Revista Geografica*, Merida, Universidad de Los Andes, vol. VII, n.ºs 16-17, p. 53-75.
- VIVAS, L. (1974) — «*Significado hidrologico de las variables fisico-geograficas en una cuenca representativa (com especial referencia a suelos y formas de relieve)*», *Revista Geografica*, Merida, Universidad de los Andes, vol. XV, n.ºs 1-2, p. 105-141.