

STRUCTURE ET RELIEF DE LA SERRA DA ESTRELA

(Suite)

L'ÉROSION DIFFÉRENTIELLE DES GRANITES ET DES SCHISTES

La Serra da Estrela est un relief essentiellement granitique bien qu'une large tache schisteuse s'intercale au milieu des granites. Les levés de la J. E. N. distinguent, en se fondant sur des critères purement physionomiques, cinq types de granites dans la montagne. Le type dominant, ici comme dans toute la région, est un granite porphyroïde à grain grossier (γ_1). En second lieu, apparaissent à plusieurs reprises des taches plus ou moins arrondies, de quelque 5 km de diamètre, formées de granite non porphyroïde à grain moyen (γ_3). Enfin, apparaissent aussi des granites porphyroïdes à grain moyen (γ_2) et des granites non porphyroïdes à grain grossier (γ_4) ou à grain fin (γ_6). A cette classification ne paraît correspondre aucune différence systématique de comportement à l'érosion. Si le granite de Manteigas (γ_5) joue le rôle d'une roche tendre par rapport à γ_1 et aux cornéennes qui l'entourent, des roches de même apparence sont en position culminante ailleurs (Galhardos, 1350 m). Toutefois on peut noter que les hauts massifs de Torre et d'Alto da Pedrice sont tous deux façonnés dans des granites non porphyroïdes à grain grossier ou fin (γ_4 et γ_6). Sans doute une étude minéralogique décèlerait-elle des différences non perceptibles à la simple observation de terrain.

Les granites γ_1 entrent en contact avec les schistes par l'intermédiaire d'une auréole métamorphique formée soit de migmatites, soit de cornéennes, large de 1 à 3 ou 4 km. Les petits batholites de granite fin (γ_5), parfois intercalés directement dans les schistes, ne paraissent pas entraîner de métamorphisme de contact.

Pour faire la part de l'érosion différentielle dans l'explication du relief de la Serra da Estrela, il convient de rechercher systématiquement les différences de modelé liées au contact de types variés de roches et tout d'abord de rappeler selon quels processus les formes évoluent dans les deux roches principales: granites et schistes, en les opposant globalement et sans rechercher pour l'instant les nuances liées à leurs diverses variétés.

a) Mode d'évolution et formes résultantes dans les granites et dans les schistes.

1) Dans le granite, la moindre fracture est une ligne de faiblesse car l'altération pénètre aisément au long de l'axe broyé où les cristaux disjoints laissent facilement pénétrer l'humidité. Le réseau hydrographique originel, conséquent aux pentes d'un bloc soulevé, ne peut conserver longtemps ce caractère. Il est progressivement remplacé par un réseau dérivé, au tracé anguleux, dont les vallées maîtresses sont axées sur les fractures les plus importantes et surtout les plus continues. Ce réseau dérivé ne présente avec le précédent qu'une parenté grossière de direction, tout le détail du tracé pouvant être différent. Les branches nouvelles s'enfoncent facilement et capturent les tracés anciens en s'allongeant rapidement par érosion régressive, de telle sorte que les ruptures de pente du profil en long sont généralement associées à des changements brusques de direction d'écoulement.

Dans les schistes, au contraire, un axe de roche broyée n'a pas, face à l'érosion linéaire, un comportement très différent de celui du reste de la roche: le schiste broyé reste imperméable, il est seulement moins cohérent que le schiste sain. La direction du drainage originel se conserve fort bien et les ruptures de pente cycliques, au long d'un profil, s'emboîtent souvent au long d'une même direction. Les vallées de fracture rectilignes sont plus rares et elles ne semblent se développer aisément que lorsque l'appel d'une entaille importante déclenche une érosion brutale, plus rapide dans le schiste broyé que dans la roche saine. C'est ainsi que deux affluents de gauche du Zézere, la Ribeira de Sameiro et la Ribeira de Vale de Amoreira (pl. VII, A), ont des vallées de fracture typiques développées dans les schistes.

2) Le granite évolue surtout, actuellement comme sous la grande majorité des climats existants, par désagrégation granulaire pénétrant plus ou moins profondément la roche, puis par évacuation par le ruissellement de l'arène libérée. La désagrégation se réalise avec une rapidité très inégale selon que la roche est plus ou moins cohérente, les cristaux étant plus ou moins solidement imbriqués les uns dans les

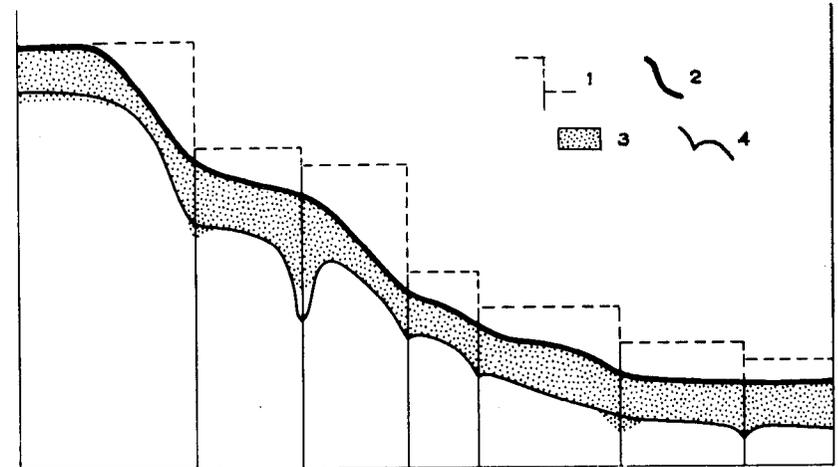


Fig. 9 — Evolution schématique probable des versants bordiers granitiques de la Serra da Estrela. 1 — Relief tectonique originel en escalier de blocs; 2 — versant plus ou moins régularisé; 3 — altération profonde, plus forte sur les surfaces planes et au long des lignes de fracture (roche broyée); 4 — déblaiement du manteau d'altération, entraînant une remise en valeur partielle des données structurales.

autres, et selon qu'elle est saine ou broyée. Ces caractères varient très rapidement dans l'espace, le relief de détail résultant, dès qu'une entaille suffisante assure l'évacuation de l'arène de décomposition, apparaît très complexe. Une multitude de replats, de gouttières, de pitons, de chaos de blocs, se dégagent, crypto-relief structural mis à jour en fonction des lignes de faiblesse et des noyaux résistants de la roche (pl. I, B, et VI, A). En principe, les points originellement hauts-jouissent d'une certaine immunité, tandis que l'altération est profonde dans les bas-fonds, faible sur les versants, d'autant plus faible qu'ils sont plus inclinés, forte au long des lignes de fracture. Le relief dérivé voit donc plutôt s'exagérer la

vigueur des formes originelles qu'il reproduit en grande partie bien qu'avec certaines différences liées au creusement des vallées de fracture, à la mise en valeur différentielle des variations locales de la nature du granite, aux directions d'attaque de l'érosion régressive qui peut localement provoquer des soutirages brutaux, des entailles rapides entraînant des captures, alors qu'ailleurs des couvertures altérées, même situées en position culminante, peuvent se maintenir longtemps.

Les grands versants bordiers de la Serra da Estrela établis dans le granite paraissent avoir subi une telle évolution (fig. 4 et 9). Leurs irrégularités sont commandées par le réseau des fractures qui s'y croisent, mais seulement de façon dérivée. Une ou plusieurs phases d'intense altération, dont existent de nombreux indices, ont dû s'exercer après la mise en place tectonique, si bien que les aplanissements sommitaux et les replats de la montagne doivent rarement présenter aujourd'hui leur altitude originelle. Ce sont normalement des formes dérivées.

Quant au schiste, roche imperméable et plus homogène, son évolution se fait essentiellement en surface. Les versants tendent à se régulariser en formant de grands plans inclinés en pente forte (30°, 40° et plus) dont le profil rectiligne s'adoucit seulement à l'extrême amont où ils se raccordent par des croupes convexes (pl. I, B, IV, B, et VII, A). A la différence de ce qui se passe en plaine, la densité du réseau de talwegs n'est pas, en montagne, supérieure dans les schistes à ce qu'elle est dans les granites, bien au contraire (fig. 10). De grands versants réguliers tendent à se modeler selon un processus qui apparaît clairement dans les coupes des tranchées des routes (pl. VIII, A). Les ravins qui s'esquissent sur les versants se combent rapidement par engorgement de fragments schisteux relativement grossiers qui doivent glisser facilement sur les rebords convexes des ravins sans que le ruissellement soit capable d'évacuer autre chose que les débris les plus fins. Alors que dans le granite une entaille esquissée, en concentrant l'humidité, tend à s'approfondir et à se perpétuer parce que la désagrégation de la roche s'y effectue beaucoup plus vite que sur l'interfluve incliné, ce facteur ne joue pas sur les versants schisteux où l'inclinaison empêche d'autre part

un amenuisement suffisant des débris d'altération superficielle pour que le ruissellement soit capable de tout évacuer. La régularisation des grands versants schisteux est donc due à des retouches incessantes, à des amorces avortées d'entaille par le ruissellement, à des formes locales et provisoires de remblaiement qui font penser, en dépit de conditions de pente fort différentes, au mode d'évolution de certains glaciers.

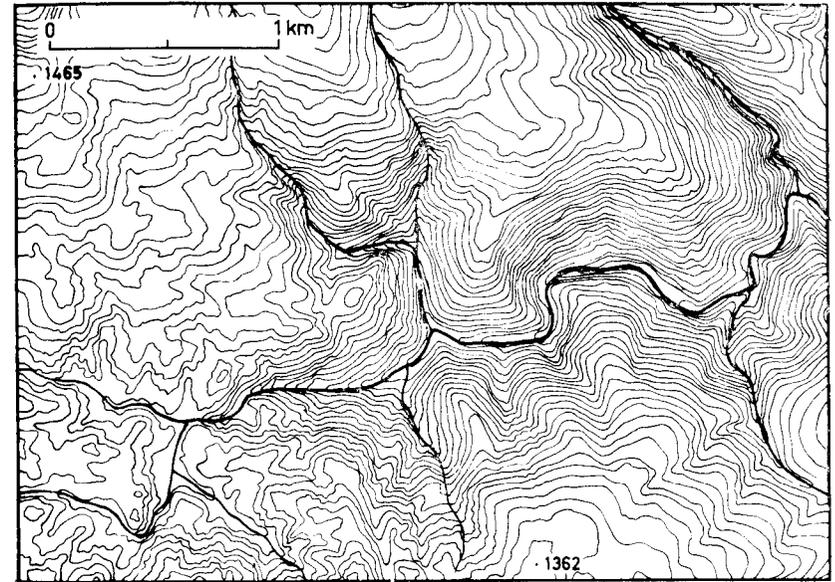


Fig. 10 — Différence de modelé entre le granite et les schistes métamorphiques dans la région des sources du Mondego.
Equidistance des courbes: 10 m.

Si les formes apparaissent aussi nettement différentes, qu'en est-il de la vitesse d'évolution du relief dans les schistes et les granites? Peut-on attribuer un rôle important à l'érosion différentielle pour rendre compte des différences d'altitude, des étagements qui opposent certaines parties de la montagne?

b) Discussion du rôle de l'érosion différentielle.

Chacun des trois grands ensembles hydrographiques que nous avons distingués permet de poser le problème puisque, nés dans le granite, ils traversent ensuite les schistes, pour

retrouver dans deux cas le granite avant de sortir de la montagne.

1) Rebord occidental de la montagne (réseau de l'Alva et vallée d'Unhais).

C'est ce formidable escarpement qui pose avec le plus de vigueur le problème du rôle de l'érosion différentielle dans l'individualisation du bloc montagneux. Les hauts versants granitiques forment une barrière continue, à peine échancrée par les vallées perchées de Covão Grande-Lagoa Comprida, de la Ribeira de Loriga et de la Ribeira de Alforfa (pl. I, B). L'ensemble de l'escarpement dessine un arc de cercle peu prononcé, à la convexité tournée vers le Sud-Ouest, qui domine un monde complexe de vallées et de croupes d'interfluve qui ne présentent aucun véritable lambeau d'aplanissement, les croupes ayant une largeur maximum de 200 ou 300 m. Par contre, elles se maintiennent sur des distances considérables à des altitudes assez remarquablement uniformes: vers 1400 à 1500 m pour la Serra da Alvoaça qui forme la ligne de partage des eaux entre le bassin de l'Alva (Mondego) et le bassin de la Ribeira de Unhais (Zêzere), vers 900 à 1000 m pour les croupes séparant les différentes branches du réseau de l'Alva (fig. 11).

Les coupes longitudinales des trois principales croupes d'interfluve montrent que les ruptures de pente ne correspondent pas à l'opposition lithologique qui oppose en gros les hauts versants au monde des vallées. Quant aux cassures, telles qu'on peut les lire sur photographies aériennes, leur situation paraît peu favorable à une explication directe des dénivellations par la tectonique. Elles aident à expliquer la position des cols de flanc ou certains détails du tracé des replats, mais il est rare qu'une dénivellation importante entre deux segments aplanis leur corresponde. On observe donc une série d'aspects contradictoires qui montrent que l'explication de ce grand versant est complexe.

Dans quelle mesure les croupes d'interfluve ont-elles pu conserver le témoignage de surfaces d'aplanissement qui leur auraient été tangentes? Ne doit-on pas penser qu'elles se sont davantage abaissées, depuis cet aplanissement hypothétique, dans les schistes que dans les granites? Les coupes ne semblent guère l'indiquer, sauf peut-être sur l'interfluve du Fragão

da Igreja. On est tenté d'admettre qu'un ancien aplanissement, surtout développé dans les schistes, serait venu butter à l'amont contre le massif granitique, en y mordant plus ou moins profondément, sur quelques kilomètres. L'escarpement amont de raccord cyclique aurait reculé assez régulièrement, selon le processus classique d'évolution des surfaces pédimentaires. L'ampleur de l'emboîtement entre la surface conservée

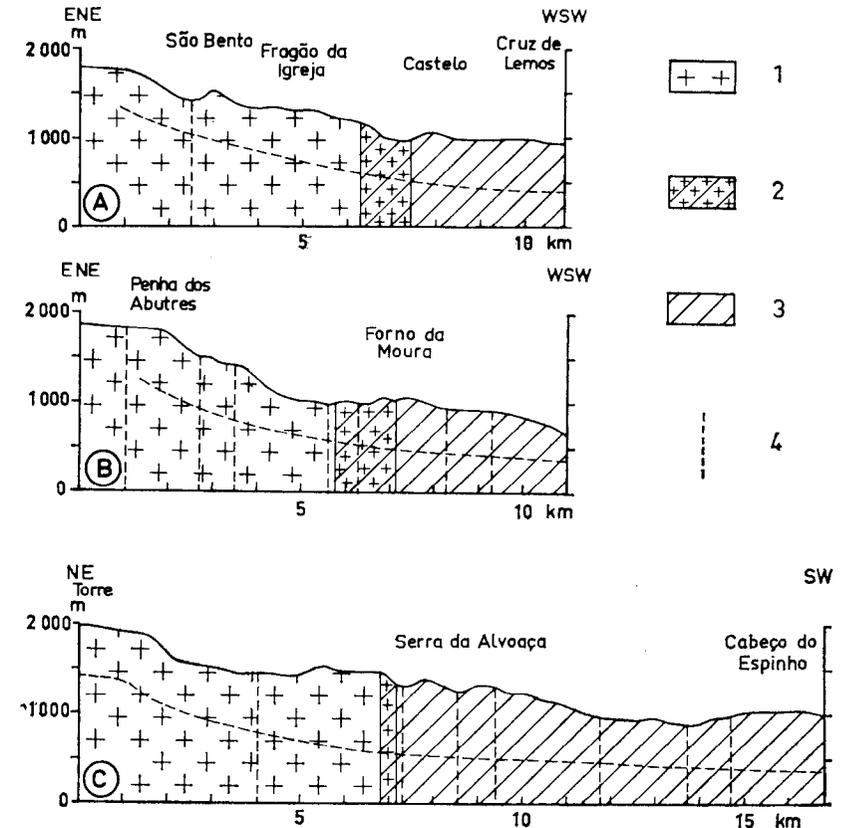


Fig. 11 — Profil longitudinal des croupes d'interfluve du versant sud-ouest de la montagne. A: interfluve entre les vallées de Valezim et Loriga, B: entre les vallées de Loriga et Alvoco, C: entre les vallées d'Alvoco et d'Unhais. L'ampleur du défoncement actuel est indiqué par les profils projetés, respectivement, des rivières de Loriga, Alvoco et Unhais. 1 — Granite; 2 — schistes métamorphiques; 3 — schistes; 4 — fractures observées sur photographies aériennes.

sur les granites et la surface plus récente développée dans les schistes serait de l'ordre de 400 à 800 m. Il est possible que l'aplanissement inférieur ait été dès l'origine plus élevé dans la région de la Serra da Alvoaça, ligne de partage des eaux entre le bassin du Mondego et celui du Zêzere, sensiblement située sur l'axe de surélévation primitive de la montagne.

Des dislocations tectoniques ont dû ensuite faire rejouer inégalement les divers compartiments, facilitant l'entaille de vallées de fractures, provoquant certainement des captures,

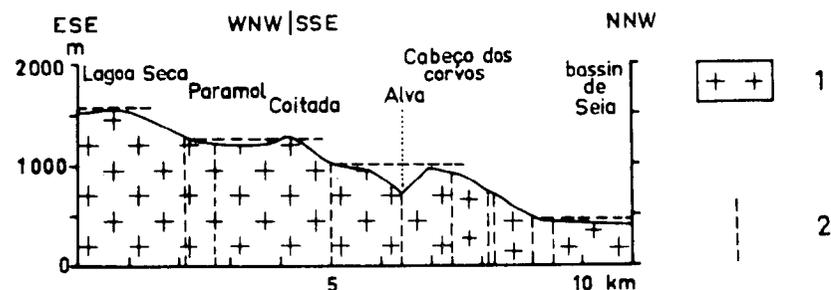


Fig. 12 — Topographie en marches d'escalier de l'extrémité occidentale de la montagne. 1 — Granite; 2 — fractures observées sur photographies aériennes.

créant localement des dénivellations nouvelles. Ces mouvements récents paraissent avoir été particulièrement intenses vers l'extrémité occidentale de la montagne, dans la région drainée par l'Alva, dont la topographie paraît particulièrement jeune (fig. 12).

L'évolution du versant sud-ouest de la montagne a donc dû être fort complexe: constitué sans doute d'abord par un plan incliné correspondant à un bombement maximum de la région granitique, il aurait été entaillé par pédiplanation, avec blocage du recul de l'aplanissement inférieur dans les roches résistantes de l'amont, le rebord de la Serra da Estrela se définissant alors comme un escarpement cyclique bloqué sur des roches résistantes, puis un rejeu sans doute complexe de dislocations aurait entraîné un étagement de blocs faillés et l'entaille des vallées, avec réorganisation du drainage en fonction du réseau de fractures et des dénivellations tectoniques

créées (fig. 13). Il semble pratiquement impossible de faire la part précise des divers éléments, mais il est indubitable que 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.

2) Haute vallée du Mondego.

Elle se développe presque entièrement dans les schistes (pl. IV, B), à l'exception de l'extrême amont qui, sur quelque 4 km, est établi sur granite. Le Mondego ne retrouve cette roche qu'au moment où il s'encaisse à nouveau pour rejoindre le bassin de Celorico (pl. VI, B). Dans un cas comme dans l'autre, une bande de schistes métamorphiques s'intercale au contact du granite (fig. 14 et fig. H. T. II).

Cette haute vallée présente à trois reprises la même succession d'amont en aval de versants largement ouverts

puis refermés en une gorge étroite. La vallée granitique de l'amont, vaste conque aux formes mûres encombrées de cha-teaux de blocs, est entaillée vers 1300 m par une gorge développée surtout dans l'auréole de contact, longue d'environ 4 km, qui la relie au vaste bassin de Senhora de Assedasse, ouvert

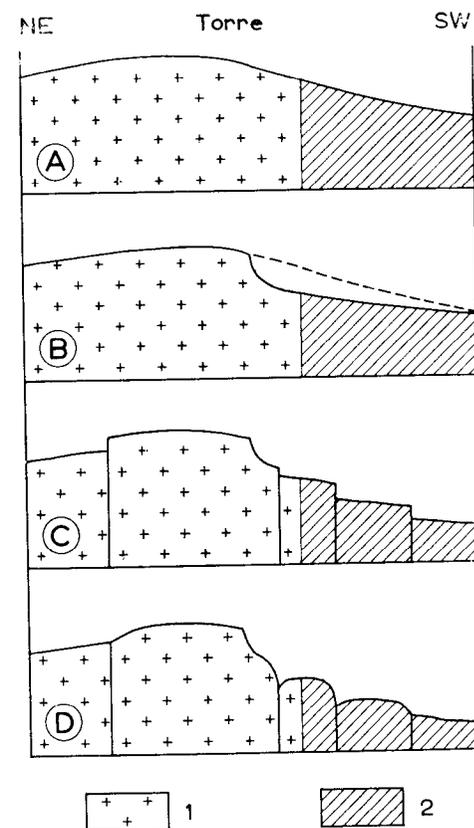


Fig. 13 — Schéma d'évolution du versant sud-ouest de la Serra da Estrela. A: bombement primitif, B: entaille par pédiplanation dans les schistes, mordant sur quelques kilomètres le rebord granitique, C: dislocations par failles, D: retouche érosive. 1 — Granite; 2 — schistes.

dans les schistes entre les hauteurs de Santinha et de Corredor dos Moiros et dont le fond se trouve vers 950 m d'altitude.

Ce premier ensemble de formes paraît assez étroitement adapté à la structure. Tout se passe comme si l'emboîtement de deux cycles d'érosion s'était trouvé bloqué à l'amont par les roches résistantes du contact. De même, sur la rive gauche du Mondego, le bassin paraît-il s'être élargi dans les schistes, en respectant comme relief de dureté les schistes métamor-

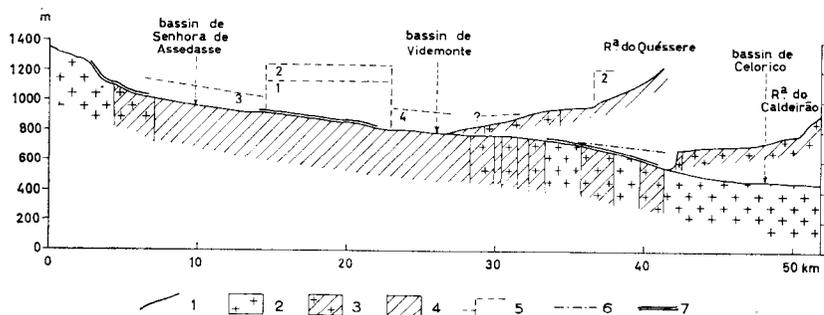


Fig. 14 — La vallée montagnarde du Mondego. 1 — Profil longitudinal du Mondego, de la Ribeira do Quêssere et de la Ribeira do Caldeirão; 2 — granite; 3 — schistes métamorphiques; 4 — schistes; 5 — surface d'aplanissement développée dans les schistes et disloquée par failles (1 — niveau du replat de Belarteiro, 2 — niveau de la Serra de Bois, 3 — niveau des replats du bassin de Senhora de Assedasse, 4 — niveau des croupes du bassin de Videmonte); 6 — niveau hypothétique intermédiaire du Mondego, développé en fonction d'un premier stade d'enfoncement du bassin de Celorico, restitué à partir de la vallée perchée de la Ribeira do Caldeirão; 7 — vallée resserrée en gorge.

phiques de Santinha (1594 m) et les granites de Galhardos (1350 m). Mais la même explication ne vaut plus sur la rive droite où la haute croupe rectiligne et aplanie de Corredor dos Moiros (1301 m) qui ferme au Sud le bassin selon une direction SSW-NNE, est modelée dans les mêmes schistes que celui-ci (pl. IV, B).

A l'aval, le bassin se clôt assez brutalement et le Mondego s'engage dans une gorge étroite, longue de 8 km, après laquelle il débouche dans un nouvel élargissement dominé par le village de Videmonte, assez comparable au précédent par ses formes et ses dimensions. Ce bassin est limité vers l'Est par des hauteurs granitiques qui semblent avoir été respectées

par l'érosion différentielle, qu'il s'agisse des croupes qui dominant Videmonte ou du haut plateau de Trinta. Mais, vers l'amont, il se termine brusquement selon un rebord rectiligne orienté NNE-SSW, sans qu'aucun changement lithologique se manifeste. La gorge qui raccorde les deux bassins présente la particularité de ne s'accompagner d'aucune rupture de pente longitudinale sensible. Profonde de plus de 200 m, elle sépare, au Nord, le large replat très régulier établi vers 1130 m qui domine le hameau de Belarteiro, des deux plateaux non moins parfaitement aplanis de Serra de Bois (1242 m) et de Serra do Gato (1223 m) qui s'étalent au Sud. Tout cet ensemble médian d'aplanissements dénivellés de part et d'autre d'une gorge étroite au profil longitudinal déjà régularisé, est établi dans les mêmes schistes que les deux bassins qui l'encadrent.

Tout se passe comme s'il s'agissait d'un bloc lentement et tardivement soulevé où le Mondego se serait maintenu par antécédence, l'enfoncement étant relativement facile dans les schistes, d'autant plus qu'un système de cassures transversales expliquant la dénivellation entre les aplanissements des deux rives, aurait guidé ici le tracé du Mondego. Dans les parties relativement affaissées et basculées, de part et d'autre de ce bloc, l'érosion accélérée des affluents aurait ouvert les bassins de Senhora de Assedasse et de Videmonte.

A l'aval, la remontée d'érosion venant du bassin de Celorico n'ayant pas achevé de franchir la barrière de granite et de schistes métamorphiques, n'a encore provoqué qu'une entaille modérée du fond du bassin de Videmonte. Les croupes qu'isolent les méandres du fleuve et de ses affluents dominant d'une centaine de mètres les lits actuels, en réalisant une topographie à pentes fortes, fort complexe dans le détail. Quant au bassin de Senhora de Assedasse, son fond a été remanié par la remontée d'érosion venue du bassin de Videmonte qui, ayant franchi la gorge de Belarteiro, a réussi à l'atteindre, à le traverser et est venue se confondre à l'amont avec la rupture de pente bloquée dans le granite. Les formes sont ici plus régulières. Des croupes, disposées de part et d'autre de la rivière, s'élèvent progressivement de 1033 à 1133 m d'aval en amont, soit également à une centaine de mètres au dessus du lit actuel.

Ainsi, la haute vallée du Mondego associe de façon complexe des formes d'érosion différentielle et des formes tectoniques. Le jeu tardif et modéré de failles dont la direction était fortement oblique par rapport à celle du Mondego, n'a pas empêché le fleuve établi dans les schistes de maintenir dans tout ce secteur sa direction générale d'écoulement. Il semble par contre que la partie amont de la Ribeira do Quêssere, relique probable d'un écoulement très ancien, ait alors été capturée par un affluent du Mondego établi dans la partie la plus profonde du bassin de Videmonte et partiellement axé sur une fracture. La position de cette branche d'orientation SSW-NNE est d'autant plus probablement commandée par la tectonique qu'elle est paradoxalement installée sur les roches plus résistantes de l'auréole de contact.

Les bassins relativement affaissés ont été beaucoup plus intensément disséqués que les parties soulevées du horst médian où des aplanissements ont été conservés. Cette différence de comportement, étrange à première vue, s'explique sans doute par le fait que les blocs soulevés sont demeurés pratiquement horizontaux alors que le fond des petits graben devait être incliné (la dissymétrie de leur drainage en est un indice très sûr) et était dominé à l'amont par des reliefs assez importants pour alimenter un ruissellement concentré, alors que les lambeaux d'aplanissement soulevés se trouvaient isolés et par là même protégés.

Ces aplanissements portent témoignage d'un modelé d'équilibre où les influences structurales avaient été mises modérément en valeur. Il est difficile aujourd'hui d'apprécier quelle pouvait être la dénivellation alors existante entre les aplanissements réalisés dans les schistes et les hauteurs conservées dans les roches dures puisque les blocs ont rejoué et que les seuls aplanissements subsistant sur les schistes sont aujourd'hui isolés par des entailles d'érosion postérieures. Il semble qu'elle ait pu être de l'ordre de 100 à 200 m.

On aurait donc, sur ce long versant du bombement primitif drainé par le Mondego, un agencement de formes rappelant par leur organisation et leur genèse celles qui ont été analysées sur le rebord sud-ouest de la montagne. Les dénivellations sont moindres et les entailles moins brutales,

comme il est logique sur le versant tectoniquement moins incliné du bombement.

La phase de maturité où des aplanissements locaux ont pu s'élargir dans les schistes sans faire disparaître les reliefs de dureté, semble correspondre à une période de repos tectonique séparant deux paroxysmes du soulèvement et du jeu différentiel des blocs qui constituent la montagne.

Les déformations postérieures donnent l'impression d'avoir été complexes et progressives. La longue rupture de pente convexe par laquelle le Mondego rejoint le bassin de piémont de Celorico, est particulièrement étrange. Le cours perché de la Ribeira do Caldeirão, bloqué sur un étroit affleurement de cornéennes résistantes, paraît se raccorder à un niveau d'entaille intermédiaire du Mondego correspondant peut-être à une première phase d'enfoncement du bassin de Celorico. Quant au soulèvement du horst schisteux tranché par antécédence par le haut Mondego, il ne peut avoir été que fort lent puisqu'une rivière aussi peu importante a pu y maintenir son cours.

3) Vallée du haut Zêzere.

Le cours montagnard du Zêzere, en amont de son débouché dans la Cova da Beira, défonce profondément le bloc soulevé (fig. 15). A Manteigas, l'encaissement est de plus de 700 m au pied des rochers de Penhas Douradas qui dominent directement l'agglomération. La dénivellation s'atténue peu à peu vers l'aval mais reste forte (pl. VII, A). Le village de Sameiro est encore dominé par un versant de 500 m de haut, Valhelhas même, situé presque au débouché dans la Cova, est établi au pied d'un versant de 350 m de haut.

Le deuxième caractère frappant du réseau dessiné par le Zêzere et ses affluents est son dessin anguleux. La rivière principale change brutalement de direction à six reprises et ses affluents, au cours remarquablement rectiligne, s'embranchent sur elle à angle droit ou même, le plus souvent, selon un angle obtus dirigé vers l'amont. Il est aussi important de constater que les affluents de rive droite et de rive gauche alternent, de telle sorte que jamais deux vallées affluentes ne s'ouvrent dans le prolongement l'une de l'autre, en dépit d'un parallélisme très frappant entre les directions des vallées, presque toutes orientées rigidement SSW-NNE ou NNE-SSW.

Cette entaille profonde et ramifiée est encore caractérisée par des élargissements et rétrécissements successifs. La haute vallée rectiligne et étroite du Zêzere débouche à Manteigas dans un bassin qui s'ouvre jusqu'à présenter plus de 3 km de large au niveau du rebord des plateaux encaissants. Cet élargissement se maintient sur environ 4 km et affecte aussi la vallée affluente de la Ribeira de Leandres. Puis la vallée se ferme en une gorge étroite jusqu'à l'amont de Sameiro où elle recommence à s'élargir progressivement en un bassin ramifié constitué par les vallées confluentes du Zêzere, de la Ribeira de Vale de Amoreira, de la Ribeira de Beijames et de la Ribeira de Famalicão (pl. VII, A). La vallée se rétrécit à nouveau fortement à l'aval de Valhelhas avant de déboucher dans les vastes horizons de la Cova da Beira (pl. VIII, A).

Cette profonde entaille est nettement engagée dans le plateau qu'elle éventre. Sur la rive gauche, celui-ci se maintient continu jusqu'à Cabeça Alta (1107 m) qui domine à l'Ouest la vallée de Famalicão. La haute croupe de Mosqueiros (1131 m), sur la rive gauche de celle-ci, en est encore un élément, séparé certes, mais non abaissé. Le rebord du plateau domine directement le fond de la vallée par un versant abrupt jusqu'à Vale de Amoreira. A l'aval, de courtes croupes établies vers 850 à 900 m s'intercalent entre le haut plateau et le raide versant qui descend jusqu'à la plaine alluviale. Sur la rive droite, au contraire, dès la sortie du bassin de Manteigas, les croupes d'interfluve qui relient la vallée du Zêzere au plateau apparaissent abaissées sur des distances de plus en plus longues vers l'aval. L'extrémité de la croupe qui domine à l'Est Manteigas est déjà nettement dénivellée, de quelque 200 m, par rapport au plateau de Curral da Nave qu'elle prolonge. La croupe de Lomba das Cancelas qui s'allonge sur plus de 6 km au Nord-Ouest de la vallée de la Ribeira de Beijames, ondule entre 1000 et 1100 m, alors que le plateau de Curral da Nave, auquel elle se rattache aussi, se tient vers 1450 m (fig. 15). Quant à l'ensemble complexe de croupes qui sépare la vallée de la Ribeira de Beijames de la Cova da Beira, ses points hauts se tiennent aussi vers 1000 à 1100 m (1134 m au point le plus élevé, Curjeira) (pl. VII, B). L'ensemble de la vallée du Zêzere est donc nettement dissymétrique: elle est directement dominée au Nord

par le plateau (sauf à l'aval de Vale de Amoreira), tandis que de longues croupes intermédiaires s'intercalent sur sa rive droite entre le fond de la vallée et le haut plateau de Penhas da Saúde.

Une grande partie de la complexe physionomie qui vient d'être ébauchée s'explique facilement par des raisons structurales. La plupart des éléments du réseau sont étroitement

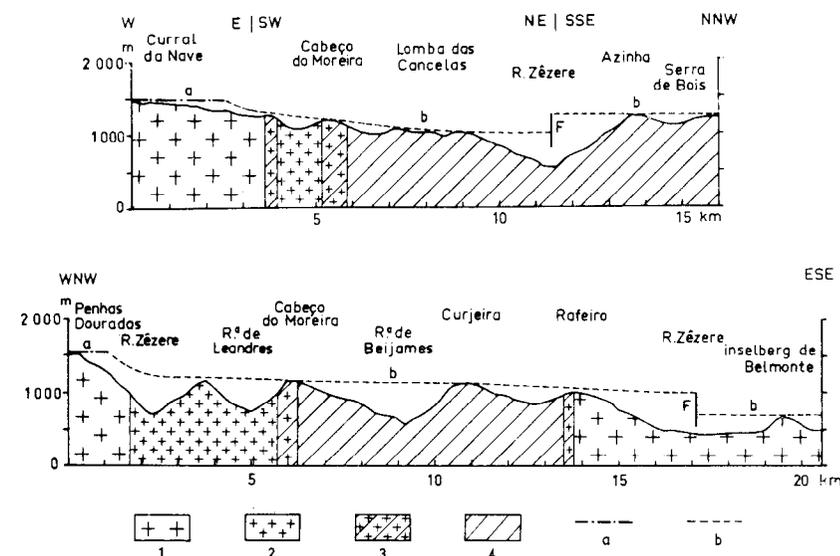


Fig. 15 — Emboîtement des hautes surfaces dans la région de la vallée du Zêzere. 1 — Granite grossier; 2 — granite fin; 3 — schistes métamorphiques; 4 — schistes; a — surface culminante; b — surface emboîtée; F — faille postérieure à la surface b.

adaptés au dessin des fractures. Les tracés rectilignes, les changements brusques de direction sont commandés par les lignes de faiblesse représentées par d'étroites bandes de roches broyées. Le réseau du Zêzere est presque entièrement constitué de vallées de fracture. Il apparaît donc comme un réseau jeune, relativement peu évolué, dont le tracé est encore mal dégagé d'influences structurales contraignantes.

Quant aux élargissements et rétrécissements successifs de la vallée, ils paraissent aussi en accord assez étroit avec les données de la structure. La gorge par laquelle le Zêzere sort de la montagne tranche l'auréole de contact limitant à

l'Est le grand affleurement de schiste dans lequel s'élargit la vallée moyenne, alors que la gorge située à l'amont de Sameiro franchit l'aureole de contact occidentale. Quant au bassin de Manteigas, il s'inscrit assez exactement sur un affleurement de granite à grain fin bordé au Nord et à l'Est par les cornéennes dont il vient d'être question, au Sud et à l'Ouest par le granite grossier porphyroïde qui est le granite normal de la région. La correspondance est assez bonne pour que la Ribeira de Leandres saute en cascade un étroit affleurement de cornéennes intercalé entre les deux granites et que le Zêzere lui-même présente une rupture de pente accentuée au passage de l'un à l'autre.

Les longues croupes d'interfluve surtout développées sur la rive droite du Zêzere, semblent témoigner d'une topographie mûre où, comme à l'Ouest de la montagne, comme dans la haute vallée du Mondego, des formes d'aplanissement avaient réussi à s'étendre dans les roches peu résistantes tandis que les restes d'un aplanissement plus ancien demeuraient protégés sur les granites. La seule croupe qui échappe à cette règle est la plus orientale, développée dans les schistes métamorphiques et dans les granites. En particulier, sa ramification qui domine directement la Cova da Beira (Rafeiro), présente un sommet assez remarquablement aplani, modelé presque entièrement dans le granite. A l'inverse, le plateau conservé qui surplombe au Nord le cours du Zêzere est en grande partie schisteux. Les contrastes de dureté ne suffisent donc pas à expliquer l'agencement des formes qui constituent la partie haute des versants de l'entaille du Zêzere et de ses affluents.

La dissymétrie du réseau paraît en rapport avec l'inclinaison générale SW-NE de la montagne. C'est sur la partie du plateau inclinée vers l'entaille ouest-est du Zêzere que se sont développées les longues branches affluentes. Quant à la direction générale de ce tronçon ouest-est, exactement opposé à la haute vallée de l'Alva, elle dérive peut-être d'une ancienne rivière ayant la même direction générale, grossièrement parallèle aux antiques tracés que l'on peut reconstituer par la conque de Penhas da Saúde, par le col de Lagoa Seca et par le Vale de Estrela, parallèle aussi à la partie amont de la Ribeira do Quêssere. Le fait que les vallées de

fracture affluentes du Zêzere sont disposées en coulisse de part et d'autre de l'entaille principale d'orientation ouest-est, suggère qu'un antique accident tectonique, ayant joué comme décrochement horizontal, a pu contribuer à fixer le cours de l'ancien Zêzere. Il s'agirait d'un accident complexe dont il est impossible aujourd'hui de reconstituer le tracé.

Au moment où s'est réalisé l'aplanissement partiel dont les restes sont aujourd'hui situés vers 1000 m, l'emplacement du haut bassin actuel du Zêzere devait se présenter comme un large golfe de piémont ouvert vers l'Est. Le niveau granitique perché de Rafeiro-Serra da Rachada serait un témoin de l'aplanissement de piémont où débouchaient ces antiques vallées mûres qui rejoignaient peut-être alors vers l'Est le réseau du plateau de Sabugal, avant l'affaissement de la Cova da Beira. Quand le Zêzere s'enfonça en fonction de ce nouveau niveau de base, développant un réseau étroitement adapté aux lignes de faiblesse constituées par les fractures, la barrière formée en bordure du graben par cet alignement de granite et de schistes métamorphiques isola le bassin développé en amont dans les schistes, empêchant qu'il ne s'ouvre en une annexe directe de la Cova.

Plus au Nord, dès 1946, P. BIROT avait reconnu un «système de vallées mûres... emboîté de façon très claire dans les hautes surfaces de l'Estrela aux environs de la ville même de Guarda», réalisant un «emboîtement de 100 m... entre la surface de l'Estrela et la surface de la Meseta... Rien n'empêche de supposer que l'aplanissement essentiel de la Meseta et des surfaces de l'Estrela se soit produit en même temps... Puis serait intervenu un premier soulèvement du rebord occidental de la Meseta qui aurait provoqué l'emboîtement de 100 m en question.» (P. BIROT, 1946, p. 8).

Toute cette évolution postule donc qu'en un premier temps la Serra da Estrela ait constitué un môle d'axe sensiblement Nord-Sud dont les deux pentes étaient drainées respectivement vers l'Ouest et vers l'Est et que, dans un deuxième temps, de nouvelles déformations aient donné à l'ensemble la pente générale SW-NE que nous lui voyons actuellement, favorisant alors les captures réalisées par la Ribeira de Beijames et par le Zêzere en amont de Manteigas, au détriment de l'ancien cours d'eau du col de Lagoa Seca.

Les surfaces culminantes de la montagne qui, en première approximation et en contraste avec les grands versants qui les limitent ou les éventrent, apparaissent comme un plateau remarquablement régulier, doucement incliné vers le Nord-Est, se révèlent donc, quand on les soumet à une analyse détaillée, comme un agencement complexe de formes inégalement anciennes où s'imbriquent au moins deux aplanissements principaux, antérieurs aux phases tectoniques qui ont donné à la montagne sa physionomie actuelle.

La haute surface est bien conservée sur le granite où elle est seulement mordue par des vallées mûres plus ou moins profondes d'orientation Est-Ouest ou Ouest-Est. La grande tache de schiste du centre de la montagne a permis au contraire l'épanouissement d'une surface d'aplanissement emboîtée dans le rebord soulevé de la Meseta. Ces deux hauts niveaux ont été ensuite déformés de façon sans doute très progressive, bien qu'il semble qu'on doive distinguer deux stades de tendance différente dans ces mouvements: d'abord un basculement général du Sud-Ouest au Nord-Est, assez important pour que, dans les régions aplanies de schiste, le Mondego ait pris sa direction actuelle tandis que, dans les régions granitiques au modelé accentué, les rivières conservaient leur direction antérieure; ensuite une tendance à la fragmentation en horst et graben alternés d'orientation NNE-SSW, mouvements lents et modérés mais sans doute très récents et peut-être même encore actuels.

Ces déformations successives ont engendré des reprises d'érosion locales qui se sont effectuées parfois selon les directions anciennes, maintenues par antécédence dans le cas du Mondego à la traversée du horst de Serra de Bois, parfois selon des directions nouvelles établies au long d'antiques lignes de faiblesse structurale, processus qui semble avoir provoqué les captures effectuées par la haute vallée du Zêzere et par la Ribeira de Beijames. Il en résulte que tous les emboitements érosifs décelables sur les hautes surfaces ne sont pas contemporains. Certaines vallées mûres sont corrélatives du grand aplanissement développé dans les schistes, d'autres des

déformations qui l'ont morcelé, les plus hautes enfin ont été retouchées et accentuées récemment par la glaciation.

Le massif culminant de la montagne apparaît comme un large horst occupant la partie déjà la plus soulevée lors du basculement SW-NE (fig. 16). Il s'individualise entre deux grandes fractures NNE-SSW ayant inégalement rejoué à une époque récente. Le mouvement relatif le plus important s'est effectué sur la façade occidentale du massif où une série de replats ont été « lâchés » par la surrection des hautes cimes, l'ampleur de la dénivellation tectonique augmentant du Nord au Sud: de 50 m à Santo Estêvão, elle passe à plus de 350 m à Paramol-Coitada et, semble-t-il, à São Bento bien qu'ici l'érosion considérable subie par l'étroit replat rende l'évaluation incertaine. Sur la façade orientale du horst, le grand accident axial de la montagne paraît n'avoir qu'à peine rejoué au Sud tandis qu'une dénivellation de près de 200 m sépare les hauts plateaux situés de part et d'autre de la vallée du Zêzere au Sud de Manteigas, dénivellation du même ordre que celle qui sépare sur sa rive droite les deux blocs de Poios Brancos et Curral da Nave. Quelques fractures obliques à la direction principale rendent en effet compte d'une marquetterie étagée de blocs plus ou moins basculés, ce phénomène paraissant surtout caractéristique du horst médian allongé d'Alto da Pedrice à Cabeça Alta. Deux alignements de graben intermédiaires s'individualisent dans la partie nord-est du massif, au Nord de Manteigas et dans l'axe de la partie amont du bassin de Celorico. Les dénivellations tectoniques paraissent ici généralement moindres, le plus souvent de l'ordre de 50 à 100 m, mais quelques-unes atteignent cependant 200 m (entre Corredor dos Moiros et le bassin de Senhora de Assedasse par exemple).

Ces hautes surfaces ont sans doute porté des dépôts corrélatifs. Il n'en reste pratiquement aucune trace, à l'exception des cailloutis bizarrement conservés sur l'étroit gradin dissymétrique emprunté par la Ribeira de Prados (pl. V, A), où ils ont été signalés par P. BIROT (1946 et 1949). Il s'agit de cailloux émoussés de roches dures variées (quartz, cornéennes, etc.) dont la taille varie de quelques centimètres jusqu'à 30 ou 40. Ce dépôt, épais de plusieurs mètres, est assez probablement remanié et appauvri et ne paraît pas

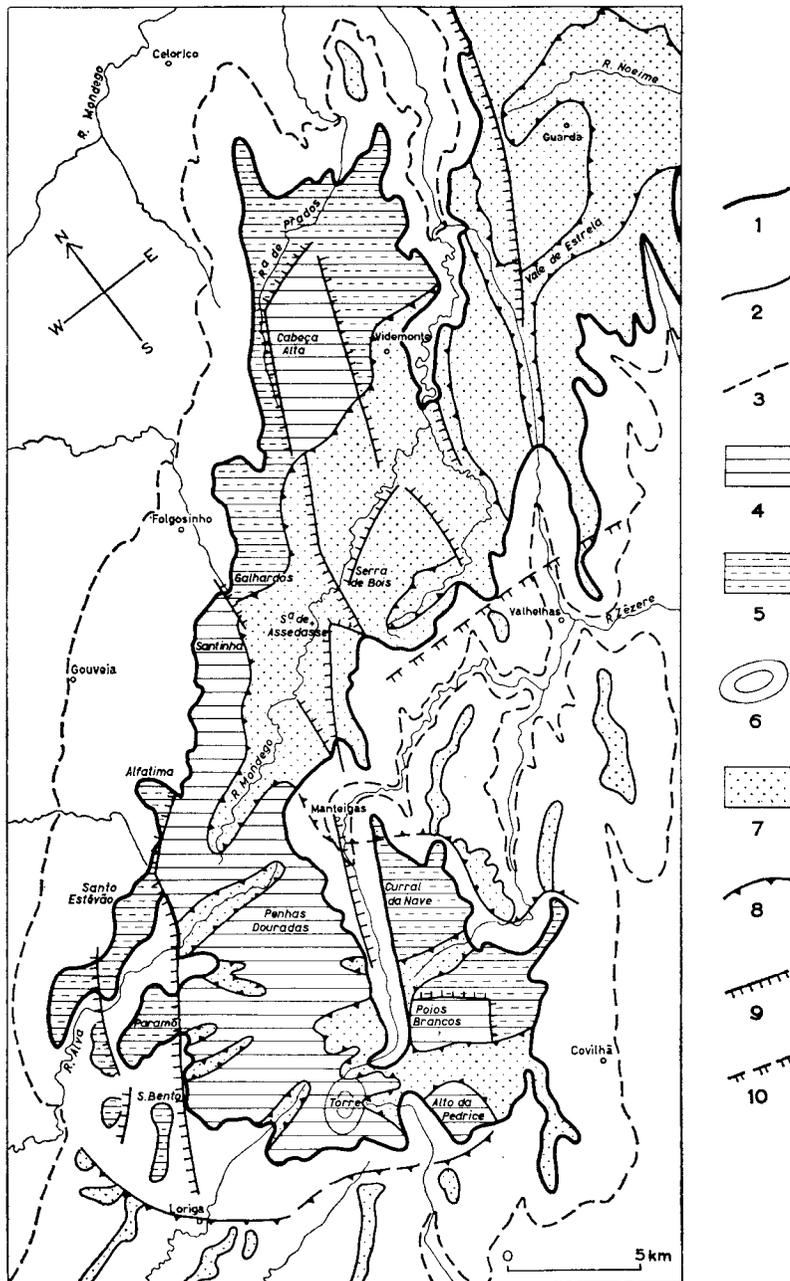


Fig. 16 — Les aplanissements sommitaux de la Serra da Estrela. 1 — Rebord du plateau; 2 — croupes et replats isolés du plateau mais ayant conservé la trace d'un des aplanissements sommitaux; 3 — limite du massif montagneux; 4 — surface d'aplanissement culminante; 5 — idem, abaissée par faille; 6 — coupole résiduelle de Torre; 7 — surface d'aplanissement et vallées mûres emboîtées dans 4; 8 — rebord d'érosion; 9 — escarpement de faille ayant dénivélé des éléments des aplanissements sommitaux; 10 — escarpement de faille probable.

contenir de roches de provenance lointaine (les quartzites signalés par BIROT dans son article de 1949 n'ont pas été retrouvés). Il paraît cependant certain que la mise en place de ce dépôt n'a pu se faire dans les conditions topographiques actuelles et qu'elle est donc antérieure à la dernière phase de dislocations tectoniques. Cette étroite marche d'escalier se trouvant dans le prolongement direct du bassin de Senhora de Assedasse, il est très probable que son individualisation tectonique date de la même époque.

Des galets arrondis de quartzite dévonien s'observent par contre dans une terrasse du Mondego, située 1 km à l'Est de Lajeosa, dans le bassin de Celorico, à une altitude de 30 m au dessus du lit actuel de la rivière. Ils ne peuvent guère provenir que du remaniement d'une couverture générale antérieure, les plus proches affleurements de quartzite en place se trouvant actuellement à 20 km à l'WNW et à 25 km au NNE (alignement de la Marofa), nettement en dehors du bassin-versant du haut Mondego.

D. THADEU (1949) avait d'autre part décrit, dans les montagnes de schiste qui s'étendent au Sud-Ouest de la Serra da Estrela, un lambeau d'«arkose» conservé en position culminante sur une croupe située au Sud de Cebola, à 400 m au Sud-Ouest du sommet de Chiqueiro (1086 m), vers 970 m d'altitude. Il s'agit de grains de quartz mêlés avec du feldspath dans une pâte argileuse. L'étude de laboratoire d'échantillons aimablement cédés par l'auteur ayant été réalisée récemment par A. GALOPIM DE CARVALHO (résultats inédits), on est conduit à en réviser l'interprétation. Il s'agit en réalité d'une roche en place dont la profonde altération a révélé la présence de gibbsite et de kaolinite avec des traces d'illite et de chlorite.

Les granites des hauts plateaux de la Serra da Estrela ont été bien souvent mis à nu par l'érosion. En particulier dans la partie la plus haute, raclée par la glaciation, de grandes dalles de roche saine affleurent et, sur les versants, l'enlèvement d'un antique manteau d'altération a dégagé chicots et boules rocheuses, restés en place là où l'érosion a été modérée, glissés parfois vers le bas des pentes ou bousculés par les glaces et entassés par elles dans les moraines.

Mais, sur certains plateaux, un épais manteau de roche altérée a subsisté et, paradoxalement, c'est sur quelques replats

de l'abrupt versant occidental de la montagne, terriblement exposés à l'attaque de l'Alva et de ses affluents, que cette couverture fragile est la mieux conservée. C'est là un nouvel et puissant indice du caractère récent de leur position actuelle. En particulier, le plateau de Paramol, où s'étalent vers 1300 m d'altitude les principaux champs de seigle du village montagnard de Sabugueiro, est constitué par un granite si fragile qu'il se désagrège sous les doigts et que le ruissellement y découpe de profondes ravines (pl. VIII, B). Deux échantillons de granite altéré en place, recueillis loin de toute diaclase à 1200 et 1320 m d'altitude, ont révélé une altération argileuse où se mêlent kaolinite et illite accompagnés d'une proportion plus ou moins forte de gibbsite. Un échantillon de granite altéré prélevé à 1650 m à l'extrémité nord du plateau d'Alto da Pedrice, révèle une altération argileuse de type analogue: kaolinite, illite et traces de gibbsite.

Ces résultats paraissent montrer qu'une altération profonde de type tropical humide s'est exercée sur la région de la Serra da Estrela antérieurement aux dernières dislocations qui l'ont affectée et à une époque où son altitude était encore assez modérée pour que la température régnant sur ses sommets ait gardé une valeur typiquement tropicale. La seule objection importante que l'on puisse faire à cette interprétation réside dans l'existence d'altérations gibbsitiques profondes d'origine hydrothermale. Mais, outre le fait que les échantillons ont été prélevés dans une roche apparemment exempte de fracture, l'existence dans toute la montagne de nombreux dépôts de versant contenant encore d'abondants vestiges de kaolinite et de gibbsite, montre que ce type d'altération a été très répandu dans la partie superficielle des roches attaquée par l'érosion subséquente. L'analyse d'un échantillon de granite en place altéré, prélevé à 800 m au fond du bassin de Manteigas, révèle une altération argileuse où l'illite dominante est accompagnée de kaolinite et de montmorillonite, sans trace de gibbsite. Comme il s'agit là d'une dépression excavée par l'érosion à une époque bien postérieure au modelé des aplanissements sommitaux de la montagne, cette différence de composition peut être l'indice de conditions d'altération différentes à ces deux époques. A moins que des conditions topographiques opposées (haut

plateau bien drainé et dépression humide) ne suffisent à rendre compte de cette opposition (1).

Si l'agencement des formes et les types d'altération conservés sur les hauts plateaux font penser que leur mise en place est en partie très récente, certains résultats des mesures gravimétriques réalisées dans la région parlent dans le même sens (2). La Serra da Estrela se situe sur un net «palier» de la pente gravimétrique (anomalies totales de Bouguer) qui couvre le territoire portugais. Les anomalies y varient lentement d'Ouest en Est de -25 mgal à -40, alors qu'elles avaient dessiné une pente rapide de +25 mgal à -25 entre les longitudes de Coimbra et de Viseu. L'emplacement même de la montagne est au contraire marqué par de fortes variations locales de l'anomalie. Les mesures effectuées en 1949 s'égrennent au long de quelques routes principales. Celles qui longent de plus ou moins près le pied de la montagne selon une direction SW-NE, comme celles qui en contournent les extrémités par São Romão-Loriga-Alvoco-Unhais et par Celorico-Guarda, ne décèlent pas d'anomalies marquées par rapport au schéma général. Par contre, les stations situées au long de la route transmontagnarde Gouveia-Manteigas-Belmonte (fig. 17), révèlent une double et importante inflexion de la courbe des anomalies. Au haut plateau granitique correspond une brusque et forte augmentation de l'anomalie négative de Bouguer, tandis que la région schisteuse traversée par la branche ouest-est de la vallée montagnarde du Zêzere s'accompagne d'une sensible atténuation de cette anomalie. Le raccord brutal entre ces deux inflexions opposées se fait à l'emplacement de Manteigas, confirmant ainsi l'importance

(1) Ces premières analyses ne sont que l'ébauche d'une étude des types d'altération superficielle des roches du socle ibérique, que l'intérêt de ces résultats doit pousser à entreprendre. A titre de référence, on peut signaler que LENEUF a observé dans les matériaux issus de l'altération des roches granitiques de la Côte d'Ivoire forestière, l'association: produit kaolinique-gibbsite-gœthite quand le drainage est normal, alors que la montmorillonite remplace la gibbsite quand le drainage est déficient. LENEUF (N.) — *L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés*. ORSTOM, Paris, 1959, 210 pp.

(2) Mesures effectuées en 1949 par l'Instituto Geográfico e Cadastral et aimablement communiquées par M^{me} M. A. FARINHA BEIRÃO.

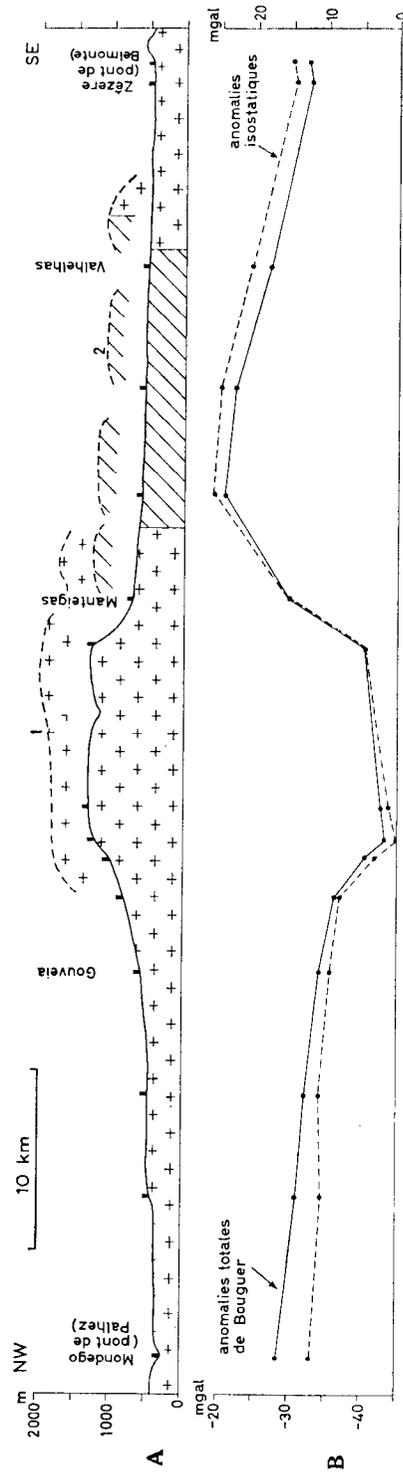


Fig. 17 — Profil gravimétrique NW-SE à travers la Serra da Estrela (données de l'Instituto Geográfico e Cadastral, 1949). A: profil topographique et géologique; 1 — allure du plateau culminant au Sud du profil; 2 — plateaux dominant au Nord la partie ouest-est de la vallée montagnarde du Zêzere. Les granites sont symbolisés par des croix, les schistes par un grisé. B: anomalies gravimétriques totales de Bouguer (échelle à gauche) et anomalies gravimétriques (échelle à droite).

de la grande cicatrice SSW-NNE qui traverse le massif. L'inflexion située à l'Ouest du plateau pourrait correspondre au passage de la faille ayant créé l'escarpement dominant les replats d'Alfatima, Santo Estêvão, Paramol et São Bento (fig. 16), bien que la densité très forte choisie pour la correction de Bouguer ait exagéré le champ négatif local de la montagne, ce qui rend douteuse l'interprétation de l'inflexion occidentale ⁽³⁾.

APLANISSEMENTS DE PIÉMONT ET DÉPÔTS CORRÉLATIFS

Au Nord-Ouest et au Sud-Est, la Serra da Estrela domine brutalement les profondes et larges dépressions de la Haute Beira et de la Cova da Beira, drainées respectivement par le Mondego et le Zêzere. Leur disposition symétrique, une certaine ressemblance d'ensemble, ne doit pas voiler cependant de profondes différences.

a) *Le piémont nord-ouest* s'allonge comme une large gouttière entre la Serra et les plateaux de Haute Beira qui, à l'aplomb du Mondego, n'atteignent qu'une altitude relativement faible (741 m près de Fornos de Algodres, 766 m au dessus d'Abrunhosa-a-Velha). Cette dépression dissymétrique s'élargit peu à peu vers le Sud-Ouest: le Mondego coule au pied du rebord nord-ouest en laissant entre lui et la Serra da Estrela une bande de glacis et plateaux qui, large d'à peine 3 km vers Celorico, en atteint 12 au droit de Seia.

C'est un ensemble de plateaux assez régulièrement aplanis où s'encaissent le Mondego et certains de ses affluents (fig. 2 et 18). Le cours du Mondego, bien que sa direction d'ensemble soit remarquablement régulière, n'est axé sur aucune cassure importante dans la région étudiée, les détails seuls de son cours subissant l'influence du réseau de fractures qu'il traverse. Au contraire, les segments encaissés de ces affluents ont tous un cours rectiligne nettement orienté par une fracture. Il en résulte un réseau complexe où s'enchevêtrent des éléments parallèles, convergents ou brusquement coudés à angle droit,

⁽³⁾ Commentaire de M. L. MENDES VICTOR que je remercie vivement d'avoir bien voulu critiquer mon texte.

des vallées rectilignes encaissées et des vallons en berceaux adoucis souvent tronqués à l'amont par des captures récentes réalisées au long d'axes de roches broyées.

Le piémont nord-ouest de la montagne est le seul qui soit relativement riche en dépôts superficiels, bien que leur abondance soit beaucoup moindre au pied du haut bloc de la Serra da Estrela que plus à l'aval dans la région d'Arganil à Lousã. Ces dépôts sont de types variés: arkoses fines, arkoses mêlées de cailloutis ou de blocs de natures pétro-

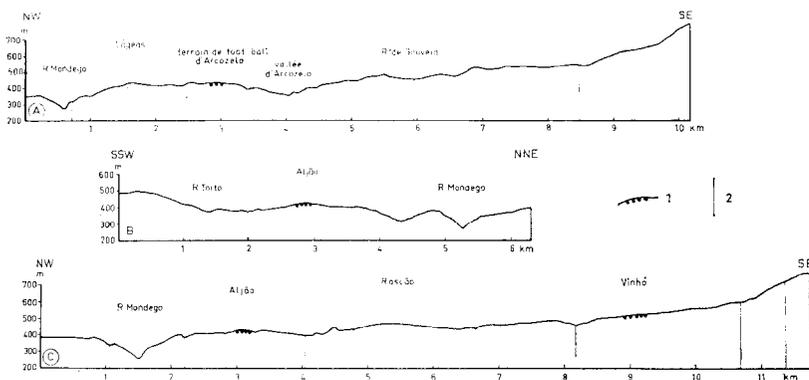


Fig. 18 — Coupes à travers le piémont nord-occidental de la Serra da Estrela. 1 — Dépôts superficiels; 2 — fractures observées sur photographies aériennes.

graphiques diverses et plus ou moins profondément altérés, ou même épandages de blocs très frais semblables à ceux que charrient actuellement les petites rivières descendant de la montagne. Leurs modes de gisement sont aussi divers: les uns emplissent plus ou moins complètement des bassins d'effondrement faillés, d'autres s'étalent en couverture sur des glacis ou des plateaux, d'autres encore nappent des versants ou des fonds de vallées et paraissent résulter du remaniement récent de dépôts plus anciens. Il ne sera pas tenu compte ici de ce dernier type de dépôts, mais seulement de ceux qui sont manifestement en place. Les feuilles récentes du 1/50 000 géologique cartographient ces dépôts sous le sigle ØQ. Une révision très soignée sur le terrain de ces affleurements est toutefois indispensable, non seulement parce qu'un même sigle recouvre des types de dépôts très variés,

mais aussi parce que certains des prétendus dépôts se réduisent à quelques cailloux de quartz filonien épars. Inversement, il existe probablement des lambeaux peu étendus de dépôts ayant échappé jusqu'ici à l'observation.

1) Les graben.

Les bassins tectoniques au fond desquels ont été conservés des dépôts s'alignent tous au long d'une même longue cicatrice, de direction NNE au Nord de la vallée du Mondego où elle est empruntée par la vallée de fracture de la Ribeira Escura à l'Est de Vila Mendo de Tavares. Au Sud du Mondego, s'ouvrent successivement le bassin d'Arcozelo, celui de Rio Torto, puis les deux dépressions jumelles de Pinhanços et de Seia, situées en position de piémont par rapport à la montagne (fig. H. T. II et III et pl. III, B). Cette grande cicatrice, dont la continuité est brisée à plusieurs reprises par des inflexions de détail, prend en approchant du massif une direction de plus en plus nettement NE-SW, s'accolant en quelque sorte au rebord montagneux dans la région de Seia. Elle paraît se continuer vers le Sud-Ouest, au delà d'une étendue schisteuse où son tracé est moins visible, par le graben complexe où s'est installé le tronçon rectiligne de l'Alva situé à l'amont de sa confluence avec la Ribeira de Alvoco.

Chacun de ces petits bassins tectoniques est nettement dissymétrique, son rebord nord-occidental étant plus raide et surtout plus rectiligne que celui qui s'élève progressivement vers la montagne en plan incliné ou par un escalier de failles (fig. 19). Les dépôts aujourd'hui conservés ne sont que les reliques d'un remplissage plus important, de telle sorte qu'une grande partie du fond rocheux des bassins a été mis à jour par l'érosion différentielle réalisée par les affluents du Mondego. On peut ainsi apprécier l'ampleur minimale des dénivellations tectoniques réalisées. Le plancher du bassin d'Arcozelo se tient vers 350 m, quelque 80 m en contrebas du plateau qui le borde au Nord-Ouest. Le fond du bassin de Pinhanços, moins bien dégagé et sans doute irrégulier, doit se trouver au Nord-Est vers 440 m, au Sud-Ouest vers 420 m, au pied d'un plateau établi vers 490 m, soit une dénivellation de 50 à 70 m. Enfin, le large fond

rocheux du bassin de Seia est situé quelque 75 m en contrebas d'un plateau atteignant 475 m d'altitude.

D'assez nombreuses coupes permettent d'observer le contact par faille, toujours subvertical, existant entre le remplissage des bassins et leurs rebords granitiques ou schisteux. Les dépôts qui subsistent sont de types divers. Tantôt il s'agit d'une arkose fine assez régulière, parfois litée, que l'examen au microscope montre formée de grains de quartz généralement anguleux, mêlés à des feldspaths peu roulés et à

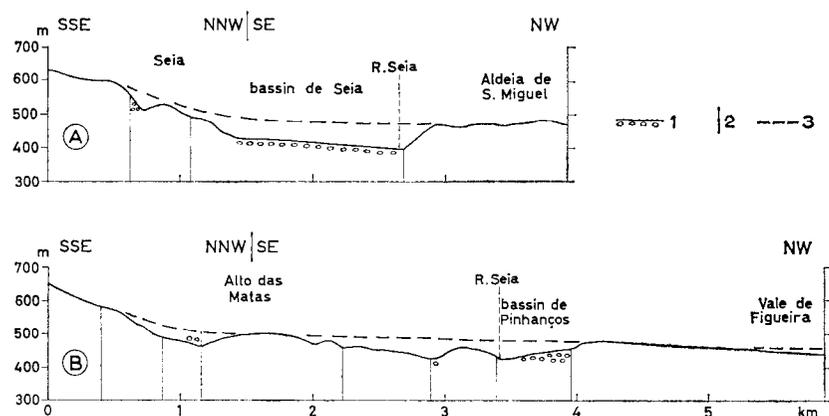


Fig. 19 — Coupes à travers les bassins tectoniques de Seia et de Pinhanços. 1 — Dépôts superficiels; 2 — fractures observées sur photographies aériennes; 3 — surface d'aplanissement de piémont antérieure à l'excavation des bassins par érosion différentielle.

d'assez nombreuses paillettes de mica blanc et, en proportion inégale, de mica noir; tantôt des blocs se mêlent au sable et la formation ne semble alors présenter aucun indice de classement ni de litage (pl. VIII, B). Ce sont des blocs hétérométriques, les plus gros pouvant mesurer 20 à 30 cm, anguleux ou émoussés, où se mêlent quartz, granites et même schistes relativement peu altérés.

Les résultats des analyses d'argile apparaissent assez contradictoires (⁴). Dans le bassin de Pinhanços, un échantillon récolté au Nord-Est du village, au km 100 de la route Coimbra-Guarda, au contact de la faille bordière (les blocs

contenus dans l'arkose sont broyés), est caractérisé par la présence de kaolinite. Au contraire, un échantillon récolté vers le centre du bassin, à Galiza, est constitué par une arkose contenant des nids de blocs et caractérisée par la présence dominante de la montmorillonite, accompagnée d'un peu d'illite et de kaolinite. Dans le bassin de Rio Torto, un échantillon récolté à l'entrée nord-est du village, constitué par un conglomérat bien consolidé où une arkose formée de grains de quartz anguleux emballe des blocs émoussés plus ou moins altérés, contient de la kaolinite accompagnée d'illite; la coupe offerte par la route qui sort au Sud-Est du village, où des lits sableux à grains de quartz émoussés alternent avec des blocs grossiers disposés en désordre, se signale au contraire par une prédominance de la montmorillonite accompagnée d'un peu d'illite. On retrouve dans le bassin de Seia une complexité analogue: la montmorillonite domine dans un échantillon récolté dans le fond du bassin, la kaolinite dans deux autres et dans le dépôt à gros blocs granitiques conservé au niveau du bureau de poste du bourg, sous un dépôt de pente grossier, vers 515 m d'altitude, sur un gradin tectonique intermédiaire (fig. 19). Aucune coupe n'a malheureusement permis, à ce jour, d'observer ces dépôts en superposition et d'établir les rapports existant entre deux formations d'apparence assez semblable, mais caractérisées par des types d'argile différents.

2) Les dépôts de plateau.

De part et d'autre de cette ligne de graben, des pastilles ou des traînées de dépôts jalonnent les plateaux. Le dépôt de Vinhó, situé à l'Est du village sur un glacis doucement incliné de 550 à 515 m, est le seul subsistant entre les graben et la montagne. Il présente une allure de terrasse: des galets de cornéennes, de granite et d'autres roches résistantes sont mêlés à une matrice fine peu abondante, caractérisée par la prédominance de la kaolinite, mêlée d'un peu d'illite et de montmorillonite. Il semble s'agir d'un dépôt fluvial récent, remaniant sans doute les restes de la couverture générale et témoignant d'un ancien cours de la Ribeira de Gouveia.

Tous les autres dépôts de plateau sont au contraire situés entre la ligne des graben et le Mondego. Le dépôt du terrain de football d'Arcozelo est situé vers 425 m d'altitude,

(⁴) Déterminations de A. M. GALOPIM DE CARVALHO.

tout près du rebord du fossé tectonique (fig. 18). La croupe isolée d'Aljão qui atteint 429 m d'altitude, 2,5 km plus à l'Ouest, est couronnée par un dépôt tout à fait analogue, épais de plusieurs mètres, disposé en couches généralement régulières, avec parfois une amorce de stratification entrecroisée (pl. IX, A et B). De minces lits de sable fin et des lits de sable grossier et de graviers alternent avec des passées caillouteuses où se mêlent des blocs plus ou moins émoussés dont les plus gros atteignent 30 cm de diamètre et qui sont formés de quartz ou de granites de types divers plus ou moins altérés. Dans les trois échantillons analysés, les fractions argileuses étaient composées, en ordre décroissant, de kaolinite, d'illite et de montmorillonite, celle-ci n'apparaissant que sous forme de traces dans le cas du dépôt du terrain de football d'Arcozelo.

A l'Est du village de Paranhos, un plateau culminant à 424 m porte aussi une couverture d'arkose caillouteuse caractérisée par la prédominance de la kaolinite accompagnée de traces d'illite et de montmorillonite. Une très longue traînée de dépôts, orientée du Nord-Est au Sud-Ouest, jalonne sur 12 km les points hauts de l'interfluve entre le Rio Seia et le Mondego. Leur altitude s'abaisse lentement du Nord-Est, où ils se tiennent vers 400 m de part et d'autre de Seixo da Beira, jusqu'au Sud-Ouest où ils atteignent 350 m dans la région d'Ervedal da Beira et même 310 m près de Fiais do Ervedal, où il n'est cependant pas exclu qu'il s'agisse d'un dépôt remanié. Un échantillon récolté dans une coupe de la route entre Ervedal et Seixo, donne la composition habituelle: prédominance de kaolinite accompagnée d'illite et de traces de montmorillonite. Par la région de Tábua, où l'analyse de deux échantillons a montré aussi une prédominance de kaolinite accompagnée d'illite (cette fois sans montmorillonite), le raccord se fait entre ces dépôts de plateau et les formations superficielles beaucoup plus abondantes et variées de la région du bassin de Lousã.

Une partie des dépôts conservés au fond des graben paraît donc analogue à ceux qui jalonnent encore quelques points hauts des plateaux: un mélange d'arkose et de cailloutis caractérisé par une combinaison d'argiles variées, avec nette prédominance de la kaolinite. Il paraît s'agir de dépôts

d'épandage grossiers succédant à une phase d'intense altération. Leurs caractères comme leur répartition semblent impliquer une mise en place sur un vaste glacis de piémont assez uniforme. Quant aux dépôts où prédomine la montmorillonite, il est probable, quoiqu'on ne puisse ici en fournir la preuve, qu'ils soient antérieurs et correspondent à un autre type climatique.

On sait d'autre part qu'au moins une phase de mouvements tectoniques cassants est postérieure aux dépôts à kaolinite. D'une part parce que des contacts par faille très nets s'observent en de nombreux points du pourtour des graben et qu'en particulier à Pinhanços un dépôt à kaolinite a été compromis et écrasé dans le mouvement, d'autre part parce que la surface de piémont probablement assez régulière où se sont déposés les épandages à kaolinite, apparaît aujourd'hui disloquée: la région d'Aljão, par exemple, est déprimée de plus de 100 m par rapport au bloc voisin de Passarela qui, au Sud-Ouest du Rio Torto, atteint 543 m d'altitude (fig. 18).

Il semble donc qu'on puisse reconstituer l'évolution suivante:

un dépôt d'arkoses caillouteuses à montmorillonite (de type supra-Buçaco et d'âge probablement oligo-miocène) dont on ignore l'extension primitive,

des dislocations importantes ayant provoqué l'enfoncement de graben d'orientation SW-NE, approximativement parallèles au rebord montagneux qui s'est probablement soulevé à cette époque, sans qu'on puisse dire si la montagne existait ou non antérieurement au dépôt des arkoses,

un aplanissement en glacis de piémont arrasant tant le socle que le remplissage des graben où des témoins de la couverture d'arkoses avaient été conservés,

l'épandage sur ce glacis de dépôts où se mêlent arkoses et blocs aujourd'hui altérés mais encore parfaitement reconnaissables, dépôts caractérisés par la prédominance de la kaolinite. Sans doute cette phase d'épandage succède-t-elle à une longue phase d'altération où d'épais sols à kaolinite avaient pu se former. On est tenté de considérer ces dépôts comme l'équivalent des rañas et de leur attribuer un âge villafranchien,

en même temps ou postérieurement, aurait eu lieu un rejeu modéré des blocs, gonflant ou déprimant certaines

parties du piémont, lui donnant ainsi l'aspect curieusement gondolé qui est le sien actuellement et apportant déjà certaines réorganisations à un réseau hydrographique sans doute essentiellement constitué antérieurement de branches élémentaires d'orientation ESE-WNW. Il se peut que les petits graben aient alors rejoué et que le Rio Seia, à sa sortie du bassin, soit par conséquent à la fois antécédent et surimposé. Il semble bien, en tout cas, que ce soit alors seulement que l'Alva ait emprunté le fossé tectonique NE-SW, puisque des fragments de l'aplanissement de piémont subsistent sur la rive gauche de celui-ci au pied du versant montagneux,

puis aurait eu lieu l'important encaissement du Mondego, progressant par érosion régressive jusqu'à ce que son profil se confonde à l'amont, dans la région de Celorico, avec le niveau général de l'aplanissement de piémont. Cet encaissement provoqua la mise en perce des différents graben emplis de sédiments tendres qui ont dû alors s'y mêler par remaniement, et l'enfoncement préférentiel des affluents au long des axes de roches broyées, entraînant d'importantes modifications du réseau de drainage, encore aujourd'hui en pleine phase de déséquilibre et de réadaptation,

en même temps, et aussi longtemps que l'érosion régressive venue du Mondego n'eût pas atteint le pied même de la montagne, les glacis de piémont furent recouverts par places, peut-être à plusieurs reprises, par des épandages de blocs grossiers dont le cône de Gouveia porte témoignage.

L'élargissement du bassin de Celorico paraît s'être poursuivi postérieurement au façonnement général des glacis de piémont. Il a dû être favorisé par les mouvements tectoniques qui ont dénivellé ceux-ci, la région même de Celorico qui est dans le prolongement du horst médian de la montagne, se soulevant légèrement et formant barrage, tandis qu'à l'amont la région du coude du Mondego tendait à s'affaisser. Il est possible que cette dépression presque fermée ait été préparée par un bassin tectonique antérieur, analogue à celui de Seia, mais dont les dépôts auraient entièrement disparu.

b) *Le piémont sud-est* est pratiquement dépourvu de tout dépôt superficiel. On observe seulement quelques épandages de blocs grossiers peu ou pas altérés, de mise en place récente, tel celui que O. RIBEIRO décrit dans la région de Fundão

(*A Cova da Beira*, 1949, p. 10), qui paraît être un grand cône d'épandage au pied du versant nord de la Serra da Guardunha. Les dépôts signalés sur les minutes des cartes géologiques au 1/50 000 entre Covilhã et Teixoso, ne sont que de fins manteaux colluviaux d'arènes granitiques, actuels ou subactuels, absolument pas comparables aux dépôts d'arkose conservés sur le piémont nord-ouest de la montagne.

Par son ampleur, le bassin de la Cova da Beira rappelle la large gouttière du Mondego. Mais sa physionomie le rapproche davantage du petit bassin de Celorico. Comme lui, il est presque clos à l'aval; comme lui, il est drainé par une grande rivière non encaissée à laquelle des aplanissements se raccordent directement; comme lui, il est encombré de massifs résiduels qui s'avancent en éperons depuis ses hautes bordures et qui sont même parfois ici détachés en inselberg; comme lui, enfin, il présente en annexe de grandes vallées profondément engagées dans le corps de la montagne. Ainsi, la Cova da Beira offre-t-elle à la fois des traits de jeunesse: aplanissement inachevé et non disséqué, absence de dépôts anciens, étroitesse de la gorge aval, et des indices d'une évolution très ancienne: forte dénivellation entre le fond du bassin et les inselberg qui l'encombrent, ampleur des défoncements annexes mordant dans la masse montagneuse.

Si l'on tente de lui appliquer le schéma d'évolution élaboré pour le versant nord-ouest de la montagne, on ne peut naturellement aboutir, faute d'éléments de datation, qu'à une reconstitution très hypothétique dont les principales étapes pourraient être:

une première surrection du bloc montagneux provoquant un écoulement orienté vers l'Est, vers le bassin endoréique de la Meseta où auraient pu s'accumuler l'équivalent des arkoses à montmorillonite de la Haute Beira; une préfiguration du bassin amont du Zêzere se serait alors esquissée par érosion différentielle,

une seconde période de dislocations entraînant l'affaissement d'un bassin tectonique à l'emplacement de la Cova da Beira,

une longue période stable où un premier aplanissement de piémont (survivant aujourd'hui sous la forme de replats plus ou moins disséqués) aurait façonné l'emplacement de

la Cova, tandis que le réseau du haut Zêzere s'entailait fortement dans la montagne. La rareté des dépôts de type raña résulte peut-être en partie de la précoce et forte organisation du drainage de ce versant de la montagne, où une artère importante, coulant au pied même du massif, a pu suffire à assurer l'évacuation régulière des débris fournis par les versants,

de nouvelles dislocations modérées, qu'on peut postuler par analogie avec ce qui s'observe au Nord-Ouest de la montagne, auraient ensuite provoqué une reprise d'érosion dans la Cova où se seraient façonnés les aplanissements de base actuels.

ESSAI DE SYNTHÈSE

En rassemblant les conclusions partielles auxquelles les différentes parties de cette étude ont abouti, on peut proposer, à titre provisoire, un schéma d'évolution pour la région de la Serra da Estrela, résumé dans le tableau ci-contre. Elle paraît avoir constitué d'abord un élément du rebord occidental soulevé de la Meseta ibérique. Était-elle alors en continuité avec les hauts plateaux du Nord de la Beira ou bien l'esquisse de l'actuelle gouttière du Mondego existait-elle déjà? Il est impossible pour le moment de répondre de façon sûre à cette question, bien que l'existence de dépôts à montmorillonite à l'Ouest de la longitude de Gouveia soit l'indice d'une tendance ancienne à l'affaissement de la gouttière du Mondego moyen, et tout aussi impossible de savoir jusqu'où le bloc soulevé se prolongeait vers le Sud. Il semble en tout cas que l'actuelle Cova da Beira n'était pas alors affaissée. Par contre, il est probable que la partie culminante du bourrelet se trouvait déjà sensiblement à l'emplacement de la partie la plus haute de la montagne actuelle, puisque les traces d'ancien drainage et les restes d'aplanissement emboîté dans la surface culminante, paraissent se disposer de façon à peu près symétrique par rapport à un axe nord-sud passant par ces points hauts.

De grandes dislocations d'orientation SW-NE ont dû fixer ensuite, et postérieurement sans doute au dépôt des fines

Datation probable	Mouvements tectoniques	Altération, érosion et dépôts
Oligo-Miocène	Soulèvement suivant un axe N-S ou NNE-SSW	<p>Aplanissement (surface culminante)</p> <p>Fixation de la ligne de partage des eaux entre la Meseta et l'Atlantique</p>
Mio-Pliocène (?)	<p>Individuation d'un bloc montagneux incliné vers le NE entre les régions affaissées de la Haute Beira et de la Cova da Beira, avec ouverture des petits graben de piémont</p> <p>Phase de distension, direction prédominante des dislocations: NE-SW</p>	<p>Dépôts d'arkoses à montmorillonite dans les parties basses</p> <p>Aplanissements emboîtés développés surtout dans les schistes</p> <p>Organisation du Mondego supérieur, Aplanissements de piémont, Morsure régressive du Zêzere et du Mondego dans la montagne entièrement soumise au drainage atlantique</p> <p>Altération de type tropical humide (kaolinite et gibbsite)</p>
Villafranchien	Soulèvement de la montagne avec rejeu de blocs d'orientation NNE-SSW	Epanagements grossiers à kaolinite (type raña), Antécédence du Mondego supérieur dans le horst de Serra de Bois
		<p>Encassement du Mondego inférieur et moyen</p> <p>Elargissement des aplanissements de piémont de la Cova da Beira et du bassin de Celorico</p>

arkoses à montmorillonite, l'essentiel de la physionomie actuelle de la montagne, en l'individualisant en un horst incliné du Sud-Ouest au Nord-Est entre deux régions affaissées. Les petits graben du piémont nord-ouest ont dû s'ouvrir lors de cette phase de distension, permettant ainsi à des lambeaux d'arkose à montmorillonite de subsister en échappant à la fois à l'érosion et à l'intense altération de type tropical humide qui a dû régner vers la même époque, alors que le bloc montagneux n'avait pas encore atteint une altitude bien forte puisque ses plus hautes surfaces portent les restes d'une altération de kaolinite et gibbsite qui exige pour se former non seulement une forte humidité mais des températures élevées. Le soulèvement relatif du bloc montagneux était cependant suffisant pour que le Mondego et le Zêzere mordent brutalement dans la montagne, mais il est fort possible que l'altitude d'ensemble du Portugal central ait été sensiblement plus basse que l'actuelle si, comme il est probable, l'aplanissement établi aujourd'hui vers 400 m qu'on suit au long du Zêzere se raccordait alors au niveau marin.

Le façonnement de larges aplanissements de piémont à l'entour de la montagne implique ensuite une assez longue période de stabilité tectonique.

Une troisième et dernière phase de mouvements tectoniques, s'effectuant en régime de compression, aurait enfin fait jaillir jusqu'à son altitude actuelle le bloc montagneux, déchaînant dès son début et sous une nuance climatique plus aride, une érosion brutale qui épandit largement sur le piémont un dépôt de nature complexe où se mêlent des éléments fins provenant de la couverture altérée et des blocs de roche saine témoignant d'une entaille vigoureuse mais probablement peu durable. La surrection s'accompagna du jeu différentiel de horst et de graben dont témoigne entre autres la gorge antécédente du Mondego supérieur. Le soulèvement d'ensemble du Portugal central expliquerait l'encaissement du Mondego et de ses affluents, une fois vaincu l'obstacle du Relief Marginal de la région de Coimbra, tandis que les bassins de Celorico et de la Cova da Beira, encore non atteints par l'érosion régressive à cause de leur éloignement et peut-être aussi à cause du rejeu à leur aval de blocs en cours de

soulèvement, continuaient à voir s'élargir et se perfectionner leurs aplanissements.

Ainsi paraît devoir s'expliquer l'agencement complexe de formes qui caractérise la Serra da Estrela où se combinent diverses surfaces d'aplanissement emboîtées, des escarpements d'origine tectonique extrêmement frais ou déjà évolués et des formes d'entaille tantôt suspendues et ayant pratiquement cessé d'évoluer, tantôt brutales et en plein fonctionnement, tantôt si jeunes, dans le cas de l'Alva, qu'elles n'ont qu'à peine égratigné les escarpements tectoniques qu'elles dévalent. Marquée par une tendance ancienne et constante au soulèvement qui lui a fait atteindre récemment une altitude exceptionnelle, la Serra da Estrela se dresse comme un môle isolé et singulier dominant l'ensemble de la marge atlantique du massif ancien ibérique.

SUZANNE DAVEAU

BIBLIOGRAPHIE

- RIVOLI, J. (1881) — «A Serra da Estrela», pp. 215-262, *Relatório da Administração Geral das Matas Relativo ao Anno Económico de 1879-1880*, Lisboa, 298 pp.
- HENRIQUES, J. A. (1883) — *Expedição Científica à Serra da Estrela em 1881. Secção de Botânica*, Lisboa, 134 pp.
- VASCONCELOS, F. DE P. C. (1884) — «Vestígios glaciários na Serra da Estrela. Rochas estriadas, penedos erráticos, morenas». *Rev. de Obras Publ. e Minas*, Lisboa, t. xv, pp. 435-459.
- DELGADO, N. (1898) — «Note sur l'existence d'anciens glaciers dans la vallée du Mondego». *Comm. Dir. Trab. Geol. Port.*, Lisboa, t. III, 1895-1898, pp. 55-82.
- FLEURY, E. (1916) — «Sur les anciennes glaciations de la Serra da Estrela (Portugal)». *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 162, pp. 559-601.
- FLEURY, E. (1919) — «Formes de désagrégation et d'usure en Portugal». *Mém. Soc. Port. Sc. Nat.*, série géol., n.° 1, Lisboa, 146 pp.
- LAUTENSACH, H. (1929) — «Eiszeitstudien in der Serra da Estrela». *Zeitschrift für Gletscherkunde*, t. xvii, pp. 321-369, traduction portugaise: «Estudo dos Glaciares da Serra da Estrela», *Memórias e Notícias, Mus. Min. e Geol. Coimbra*, n.° 6, 1932, 60 pp.
- BIROT, P. (1939) — «Remarques sur la morphologie du Haut-Portugal (entre le Tage et le Douro)». *Bull. Ass. Géogr. Français*, Paris, n.° 122, pp. 104-112.
- RIBEIRO, O. (1940) — «Problemas morfológicos do Maciço Hispérico Português», *Las Ciencias*, Madrid, t. vi, n.° 2, pp. 315-336.

- BIROT, P. (1946) — «Contribution à l'étude morphologique de la région de Guarda», *Bull. Et. Portugaises*, Lisboa, pp. 1-47.
- BIROT, P. (1949) — «Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional». *Rapport Comm. Cartogr. Surf. Apl., U. G. I.*, Congrès Int. Géog., Lisboa, pp. 9-116.
- RIBEIRO, O. (1949) — «A Cova da Beira. Controvérsia de geomorfologia». *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. XXX, pp. 5-23.
- RIBEIRO, O. (1949) — *Le Portugal Central (Livret-Guide de l'excursion C)*. Congrès Int. Géog., Lisbonne, 180 pp.
- THADEU, D. (1949) — «A Cordilheira central entre as serras da Gardunha e S. Pedro de Açor». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, t. VIII, pp. 7-20.
- RIBEIRO, O. et FEIO, M. (1950) — «Les dépôts de type 'raña' au Portugal». *C. R. Congrès Int. Géogr.* Lisbonne, t. II, pp. 152-159.

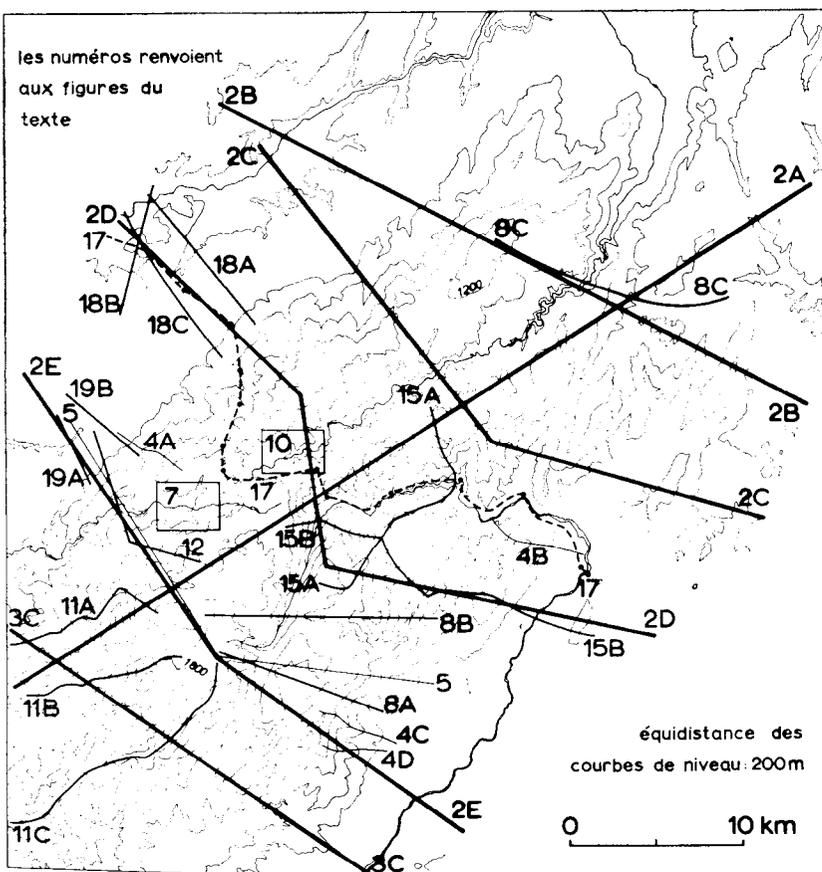


Fig. 20 — Localisation des coupes et croquis.

- FEIO, M. et BRITO, R. SOEIRO DE (1950) — «Les vallées de fracture dans le modelé granitique portugais». *C. R. Congrès Int. Géogr.* Lisbonne, t. II, pp. 254-262.
- RIBEIRO, O. (1951) — «Três notas de geomorfologia da Beira Baixa». *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. XXXII, pp. 5-28.
- RIBEIRO, O. (1954) — «Estrutura e relevo da Serra da Estrela». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, Madrid, pp. 549-566.
- TEIXEIRA, C. et ASSUNÇÃO, C. TORRE DE (1958) — «Rochas básicas de fácies gabróica e dolerítica intrusivas nos granitos da Beira». *Rev. Fac. Ciências Lisboa*, 2.^a série, Ciências Nat., vol. VI, pp. 81-123.
- BARROS, R. F. DE (1960) — «Estudo geológico da região de Ervedal da Beira». *Rev. Fac. Ciências Lisboa*, 2.^a série, Ciências Nat., pp. 203-229.
- BARROS, R. F. DE (1960) — «Nota sobre a geologia da região de Mantigas (Serra da Estrela)». *Bol. Mus. e Lab. Min. e Geol. Fac. Ciências Lisboa*, pp. 115-125.
- CARVALHO, A. M. GALOPIM DE (1960) — «Contribuição para o conhecimento dos grés do Buçaco e de Coja». *Bol. Mus. e Lab. Min. e Geol. Fac. Ciências Lisboa*, pp. 85-113.
- JUNTA DE ENERGIA NUCLEAR (1968) — *A Província Uranífera do Centro de Portugal. Suas Características Estruturais, Tectónicas e Metamórficas*, Lisboa, 132 pp.