

## QUELQUES EXEMPLES D'EVOLUTION QUATERNAIRE DES VERSANTS AU PORTUGAL

Les observations réalisées depuis plusieurs années au Portugal montrent que si la roche en place affleure sur bien des versants, à peine voilée çà et là par un mince sol peu évolué, il n'est cependant pas rare de rencontrer des pentes complètement ou partiellement couvertes par un manteau de dépôts colluviaux inactuels qui contribue souvent à en régulariser l'aspect. Ces dépôts ne sont généralement observables que grâce à des entailles artificielles ou à des ravinements, bien souvent développés eux-mêmes à partir des morsures dues à l'érosion anthropique. L'ouverture récente de nombreuses routes à travers tout le pays facilite actuellement ce genre d'observations en offrant des coupes fraîches de grandes dimensions dont il faut se hâter de profiter avant que la reprise de la végétation, l'érosion pluviale ou un nouveau coup de bulldozer ne viennent les effacer.

Les dépôts de pente ainsi révélés se classent à première vue en deux grands ensembles: les uns sont fondamentalement constitués de débris rocheux anguleux, la matrice fine étant rare ou absente, les autres au contraire sont un mélange très hétérométrique où des blocs rocheux épars sont noyés dans une abondante pâte fine. Les premiers évoquent l'action prépondérante du gel, les autres une mise en place sous conditions humides, par glissements boueux après altération profonde de la roche. Dans un certain nombre de cas, une stratigraphie s'esquisse, soit que deux ou plusieurs dépôts de pente de types différents soient superposés, soit que l'on puisse observer leurs rapports avec des dépôts fluviatiles,

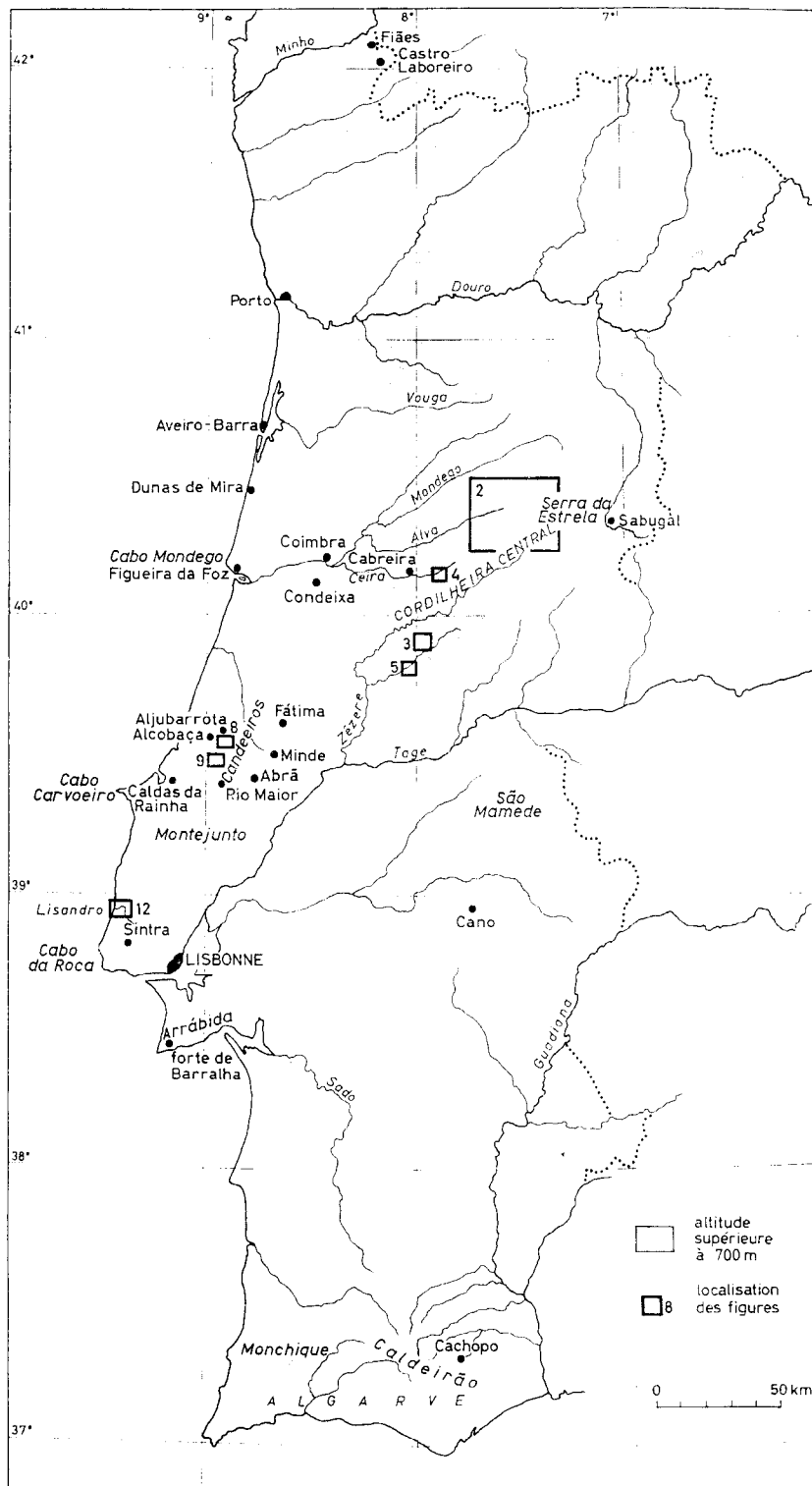


Fig. 1—Carte d'orientation générale.

glaciaires ou littoraux ou encore des emboîtements de formes suggérant une chronologie relative.

Des dépôts de pente ont été observés dans les conditions les plus variées, en régions schisteuses, granitiques, calcaires ou gréseuses, en montagne aussi bien qu'en pays de collines ou qu'en plaine, dans la frange littorale comme dans les régions orientales au climat de nuance déjà continentale, dans l'extrême nord du pays comme en Algarve. On présentera ici quelques-uns des exemples les plus typiques reconnus à ce jour, avec les premières conclusions provisoires et les hypothèses de travail qu'ils suggèrent, en commençant par les hauts versants montagneux pour terminer par les formes et dépôts observés dans la frange littorale (fig. 1).

#### I—SERRA DA ESTRELA

La plus haute montagne portugaise a été partiellement couverte par des glaciers lors de la dernière période froide (<sup>1</sup>). Il est donc certain qu'au même moment existait une évolution périglaciaire active des hauts versants non couverts par la glace (fig. 2). Les terrasses de kame construites en fonction du barrage constitué par les langues glaciaires lors du maximum en portent d'ailleurs témoignage (pl. I, A). Mais l'action du gel s'est prolongée au delà du maximum de l'englaciation. Au col de Lagoa Seca, la route entaille vers 1430 m, à la base du versant de Poios Brancos, un bourrelet morainique recouvert par un dépôt de pente lité où des arènes emballent des blocs de granite anguleux et aplatis disposés parallèlement à la pente. Une superposition analogue s'observe vers 1550 m au point où la moraine latérale gauche du glacier d'Alforfa vient s'accoler au versant d'Alto da Pedrice.

Aujourd'hui encore, l'action du gel est très sensible en haute montagne. La station de Penhas Douradas, à 1383 m, enregistre en moyenne 66 jours où la température minimale descend au-dessous de 0° (normale 1931-60 ou moyenne

(<sup>1</sup>) H. LAUTENSACH, «Eiszeitstudien in der Serra da Estrela», *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 1929, p. 321-369 et S. DAVEAU, «La glaciation de la Serra da Estrela», *Finisterra*, 1971, p. 5-40.

des années 1948-1969), celle de Penhas da Saúde, à 1510 m, 85 jours, celle de Lagoa Comprida, à 1560 m, 82 jours (moyennes 1948-69). À Penhas Douradas, il gèle en moyenne un jour sur deux en décembre, janvier et février (13 à 16 jours par mois, 1931-60).

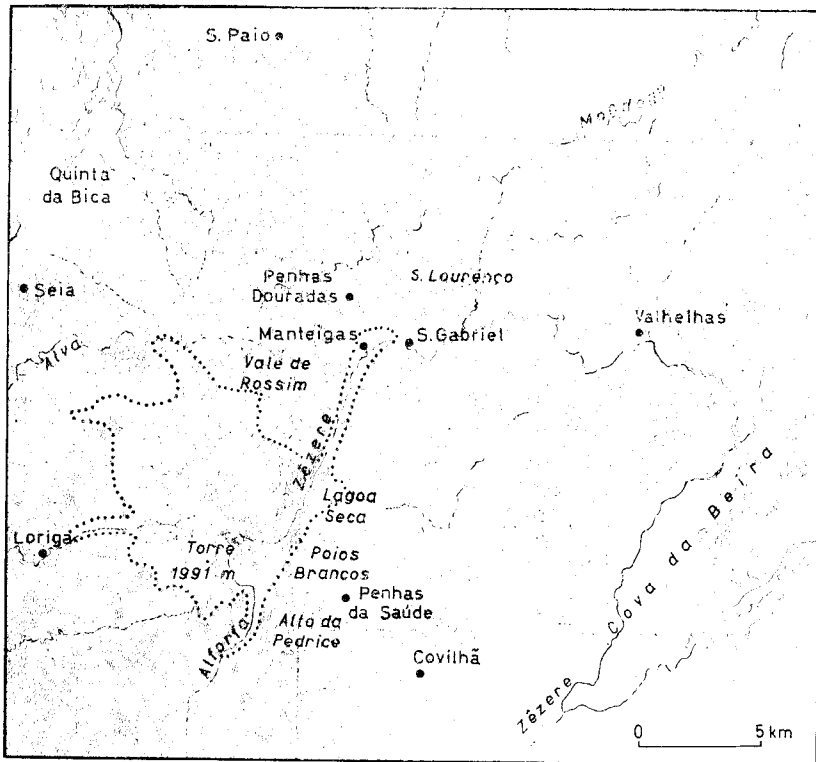


Fig. 2 -- Serra da Estrela. Carte de localisation. Equidistance des courbes: 50 m. Le pointillé délimite l'extension de la glaciation würmienne.

À partir de 1750 m d'altitude approximativement, les dalles granitiques raclées par la glaciation se désagrègent superficiellement en arène, les blocs éclatent sous l'action du gel (pl. II, A), les débris se déplacent activement même sous sol gazonné (pl. II, B), alors qu'un peu plus bas les roches polies ont gardé toute la netteté de la marque gla-

ciaire. En août 1968, K. U. BROSCHE<sup>(2)</sup> a observé, à partir de 1900 m environ, des formes de solifluction sous sol gazonné et même une esquisse de petits polygones de quelques centimètres dans une arène granitique, sans tri de matériel, d'origine douteuse. La limite inférieure des processus périglaciaires qu'il indique paraît un peu élevée. Il est vrai qu'elle doit varier sensiblement d'un groupe d'années à l'autre, comme varie le nombre de jours de gel (30 jours en 1948, 92 jours en 1969 à Penhas da Saúde). Dans les montagnes de Galice et du León, H. SCHMITZ considère que les processus périglaciaires sont actuellement actifs à partir de 1650 ou 1700 m<sup>(3)</sup>.

La gélifraction würmienne s'est exercée non seulement sur l'ensemble de la montagne mais encore sur les régions basses qui l'entourent. Sur le piémont nord-ouest, de véritables «grèzes» granitiques, constituées de petits fragments anguleux, de quelques millimètres à 1 ou 2 cm de côté, aux micas intacts, dépourvus de matrice argileuse, s'observent en deux points: près de Quinta da Gravia (S. Paio), à 450 m, sur un versant exposé au Nord-Ouest et près de Quinta da Bica, vers 400 m, à la base du versant orienté au Sud-Est fermant à l'aval le bassin tectonique de Seia. Mais la marque du gel est beaucoup plus vigoureuse en haute montagne et s'exprime par des types de dépôts particulièrement caractéristiques dans les roches les plus résistantes à la désagrégation granulaire et à l'altération chimique: les cornéennes et les granites non porphyroïdes (pl. I, B). Pourtant, même sur schistes et sur granites porphyroïdes, on observe d'abondants dépôts de pente, plus riches en matrice fine.

Les formes les plus spectaculaires sont réalisées sur le versant méridional de la coupole sommitale de Torre (1991 m), vers 1850-1950 m (pl. III, A) et surtout sur le versant occidental d'Alto da Pedrice, entre 1650 et 1750 m, où s'étalent de véritables chaos de blocs anguleux de granite fin, dépourvus

(<sup>2</sup>) K. U. BROSCHE, «Beobachtungen an rezenten Periglazialerscheinungen in einiger Hochgebirgen der Iberischen Halbinsel (Sierra Segura, Sierra de Gredos, Serra da Estrela, Sierra del Moncayo)», *Die Erde*, 1971, p. 34-52.

(<sup>3</sup>) H. SCHMITZ, «Glazialmorphologische Untersuchungen im Bergland Nordwestspaniens (Galicien/León)», *Kölner Geographische Arbeiten*, Heft 23, 1969, 157 p.

en surface de toute matrice (pl. III, B et VI, A). Leur disposition est parfaitement anarchique. Si la plupart des blocs sont parallèles à la pente, d'autres «relèvent du nez» au point d'avoir parfois une position pratiquement verticale, tandis que certains sont si parfaitement horizontaux que de petites mares rondes de désagrégation ont pu ronger leur face supérieure, en témoignant ainsi de leur stabilité (pl. IV, A et B). La plupart de ces blocs sont couverts de lichen et certaines parties des chaos sont colonisées par une végétation de buissons rampants.

Au sommet d'Alto da Pedrice, le manteau de blocs se dégage directement en haut du versant et semble être issu sans solution de continuité d'un dépôt analogue couvrant le plateau, à demi enterré dans une matrice sableuse et colonisé par des touffes buissonnantes espacées. Ce dépôt périglaciaire typique doit être, sur Alto da Pedrice, en partie contemporain du maximum de la glaciation puisqu'il paraît probable que les glaces n'ont pas couvert ce petit plateau isolé dépassant pourtant d'une centaine de mètres le niveau moyen des neiges permanentes. Mais, sur le versant méridional de la coupole de Torre, il n'a pu commencer à se constituer que lors d'une phase de récession assez avancée pour que les glaciers d'Alvoco et d'Estrela aient disparu.

Formation éminemment perméable, les chaos rocheux pratiquement immobilisés qui nappent la partie supérieure du versant semblent évoluer actuellement surtout sous l'action d'un ruissellement sous-jacent qui y provoque des affaissements locaux créant de petites dépressions fermées. Vers la base, leur évolution est plus complexe: le manteau de blocs demeure «ouvert» sur les parties légèrement convexes d'un versant en grande partie régularisé, tandis qu'il s'enterre dans une matrice fine dans les légères concavités que colonise la végétation (pl. VI, A). Ailleurs, des entailles vigoureuses ont créé de véritables couloirs d'érosion donnant naissance à des cônes d'éboullis actifs abondamment nourris par la pierraille périglaciaire.

Un dépôt du même genre s'observe sur la pente douce que forme le versant méridional de Corgo das Mós dominant le barrage de Vale de Rossim sur le haut Alva, vers 1450 m d'altitude (pl. V, A). Dans les variétés de granite plus friable

ou plus altéré, les dépôts de pente sont formés de lits sableux très réguliers incluant quelques blocs de taille variable. De tels dépôts, beaucoup plus fragiles, ont peut-être existé sur pente forte mais n'ont évidemment pas pu y subsister. On en présentera ici un exemple situé vers 1650 m d'altitude sur le versant en pente douce par lequel Alto da Pedrice domine le col joignant Penhas da Saúde à la Nave de S. António (pl. V, B).

En dehors de la haute montagne, c'est dans la vallée du Zêzere, à l'aval de Manteigas, c'est-à-dire à l'aval de l'extrémité de la plus longue des langues glaciaires würmiennes, qu'un autre ensemble d'abondants dépôts de pente s'observe. Deux sites sont particulièrement remarquables, le premier étant constitué par la gorge de S. Gabriel, à l'aval immédiat de Manteigas. Sur la rive gauche, le versant de S. Lourenço, exposé au Sud-Ouest et présentant une pente moyenne de 32° entre 700 et 1000 à 1100 m, est nappé, sur la plus grande partie de sa hauteur, par des débris anguleux de cornéennes, où blocs et plaquettes sont pris dans une matrice fine assez peu abondante. En surface, une partie du matériel s'est remis en marche et forme des éboullis actuels. Sur la rive droite, entaillée surtout dans le granite fin de Manteigas, s'observent de grands cônes de débris, de pente et d'allure générale assez analogues. Ce dépôt, dont de bonnes coupes s'observent au long de la route de Leandres, avait été considéré par F. de V. P. CABRAL<sup>(4)</sup> et après lui par H. LAUTENSACH comme constituant une série de moraines témoignant de l'extension ancienne du glacier du Zêzere. Il n'en est rien: ce dépôt ne contient aucun fragment de granite porphyroïde venu de l'amont et ses blocs anguleux et rugueux noyés dans une matrice sableuse se distinguent nettement de ceux des moraines (pl. VI, B). Vers leur base, les dépôts de pente sont relayés par une terrasse fluvio-glaciaire comportant de nombreux blocs de granite porphyroïde venus de l'amont, dont le sommet domine le lit actuel d'une vingtaine de mètres mais dont la base disparaît sous le remblaiement d'une basse terrasse. La haute terrasse ne

(4) F. DE V. P. CABRAL, «Vestígios glaciários na Serra da Estrela», *Revista de Obras Públicas e Minas*, 1884, p. 435-459.

paraît pas correspondre au maximum de la glaciation mais à une phase de retrait où l'extrémité du glacier stationnait vers 850 m (DAVEAU, 1971). Il est malheureusement difficile de voir si les dépôts de pente ont nourri la terrasse fluvio-glaciaire ou s'ils ont été enterrés par elle. Il paraît en tout cas exclu qu'ils lui soient superposés.

On retrouve des formations analogues dans la gorge par où, à l'aval de Valhelhas, le Zêzere traverse à nouveau une auréole de contact avant de déboucher dans la Cova da Beira. Sur la rive gauche, un vieux chemin entaille un grand cône de débris aplatis de cornéennes pris dans une matrice fine rougeâtre, couleur qui contraste nettement avec les teintes gris clair et brun pâle de tous les dépôts observés plus en amont. F. de V. P. CABRAL avait considéré ce dépôt comme une moraine. Sur la rive droite, la route moderne coupe un dépôt analogue descendant jusqu'au fond de la vallée où le Zêzere, qui coule sur des dalles de granite en entraînant des galets granitiques de 10 à 20 cm de diamètre, l'entaille par érosion latérale. Un peu plus loin vers l'aval, à la hauteur du hameau de Brejo, cette formation est relayée sur le même versant par un dépôt de pente sableux à gros blocs de granite mêlés de quelques blocs de cornéennes, à l'endroit même où, sur le haut versant, le granite remplace les cornéennes.

Il s'agit ici de versants moins élevés que dans la région de Manteigas, le fond de la gorge de Valhelhas étant situé vers 480 m, ses rebords vers 850 m. Est-ce à cette différence d'altitude qu'il faut rapporter la nette opposition de coloration existant entre les dépôts de Valhelhas et ceux de l'amont?

Bien qu'ils descendent jusqu'au fond de la vallée, les dépôts rougeâtres de Valhelhas sont très nettement inactuels. Ils sont entaillés par des ravins qui construisent à leur débouché de petits cônes de couleur brun clair, formés d'argile contenant des cailloux anguleux de cornéennes, et très différents par leur constitution et leur couleur des épais dépôts qui nappent la base des versants. S'agit-il ici comme à l'amont de dépôts plus ou moins contemporains de la glaciation ou bien de formations datant d'une phase plus ancienne du Quaternaire? Le fait qu'ils atteignent le fond rocheux de la vallée incite à ne pas leur attribuer un âge

très ancien, en dépit de la convergence générale observée entre les terrasses du haut Zêzere et son lit d'inondation actuel vers le débouché de la vallée dans la Cova da Beira qui semble avoir fonctionné comme un niveau de base local d'une grande stabilité à l'échelle des dernières phases du Quaternaire.

L'analyse de la fraction argileuse des dépôts de pente révèle presque toujours une proportion assez forte de kaolinite, associée le plus souvent à l'illite et à la montmorillonite et quelquefois à la gibbsite<sup>(\*)</sup>. Mais l'interprétation de ce fait est délicate puisque les roches altérées *in situ* des hauts plateaux de la montagne révèlent une composition argileuse analogue<sup>(\*\*)</sup>. Qu'il s'agisse d'une ancienne altération de type tropical ou, comme des études récentes semblent le montrer<sup>(†)</sup>, du résultat d'un lessivage intense sous climat tempéré, il paraît certain que les types d'argile caractéristiques des dépôts de pente de la Serra da Estrela sont en bonne partie hérités, si bien qu'il est pratiquement impossible d'attacher une signification précise aux différences que l'on observe d'un dépôt à l'autre et de se fonder sur elles pour tenter de les classer d'un point de vue altitudinal ou chronologique.

Hors de la Serra da Estrela, de hauts versants couverts de débris gélivés ont déjà été observés en bien des régions montagneuses du Portugal. On citera seulement ici le haut

(\*) Toutes les analyses d'échantillons utilisées dans cet article ont été réalisées au laboratoire du Centro de Estudos Geográficos de Lisbonne, par C. A. DE OLIVEIRA, F. ALEGRIA, A. DE BRUM FERREIRA et A. BARREIRA, sous la direction de A. GALOPIM DE CARVALHO qui m'a beaucoup aidée pour leur interprétation.

(\*\*) S. DAVEAU, «Structure et relief de la Serra da Estrela», *Finisterra*, 1969, p. 31-63 et 159-197.

(†) J. DEJOU et autres, «Etude sur le problème de l'origine de la gibbsite dans les arènes granitiques des pays tempérés», *Science du Sol (Bulletin A. F. E. S.)*, 1970, p. 15-25 et A. S. FURTADO, «Sobre a presença de gibbsite em solos derivados de rochas graníticas em climas tropicais e temperados» (article à paraître in *Garcia de Orta*, traitant d'exemples angolais et portugais et montrant que des pourcentages élevés de gibbsite peuvent exister dans les horizons supérieurs des sols développés sur granites profondément arénisés des régions accidentées et très arrosées du Nord-Ouest du Portugal).

plateau de Sabugal où ils abondent vers 900 m et le massif de Castro Laboreiro (Minho) où de nombreuses croupes granitiques sont complètement enrobées par un manteau de blocailles anguleuses, même à des altitudes aussi basses que celle de Fiães, vers 600 à 700 m. Mais c'est surtout dans les montagnes de schiste de la partie occidentale de la Cordilheira Central que les observations ont été jusqu'à ce jour multipliées.

## II — MONTAGNES DE SCHISTE DE LA CORDILHEIRA CENTRAL

1) *Hauts versants*. — Les grands versants monotones des montagnes de schiste ne sont généralement couverts que d'une basse végétation buissonnante parcourue par des troupeaux de chèvres et de moutons à la recherche d'une herbe rare, alternativement brûlée ou raclée par des paysans désireux d'y ouvrir un éphémère défrichement ou d'en tirer la «couche du bétail», base de la fabrication du fumier. Parfois, le reboisement récent fait disparaître tout un versant sous la dense armée du pin maritime (*Pinus pinaster*). Mais il ne reste sur les hauts versants aucun indice d'une ancienne couverture forestière qui a dû pourtant exister, sinon quelques toponymes et peut-être des pollens dans de rares plaques conservées de sols sombres. Cet austère paysage fait aisément croire à un relief décharné où la roche affleure généralement à nu. L'illusion peut persister même pour qui chemine sur les pentes entre les buissons. Le pied butte sur de nombreuses plaques ou plaquettes de schiste presque sain, légèrement enracinées ou libres, qui paraissent n'être qu'un mince manteau colluvial actuel..., mais on cherche le plus souvent en vain la protubérance rocheuse d'où elles pourraient provenir. L'extrême régularité des grands versants schisteux (fig. 3) fait à son tour naître des doutes: est-il vraisemblable que la roche en place soit assez homogène pour que, en dépit de son imperméabilité favorisant le ruissellement, les ravins y soient rares et plus encore les menus replats ou corniches liés aux nuances lithologiques? C'est très souvent sur plusieurs centaines de mètres de dénivellation ou de largeur que s'étalent sans la moindre irrégularité de grands versants à pente forte, de l'ordre de 25° (pl. VIII, A).

Seuls quelques rares ravinements naturels et, beaucoup plus souvent, les entailles récentes (tranchées, carrières ou ravinements ravivés) liées à l'ouverture des routes, révèlent l'existence d'un manteau de débris anguleux cachant la roche en place sur une épaisseur variable atteignant très couramment

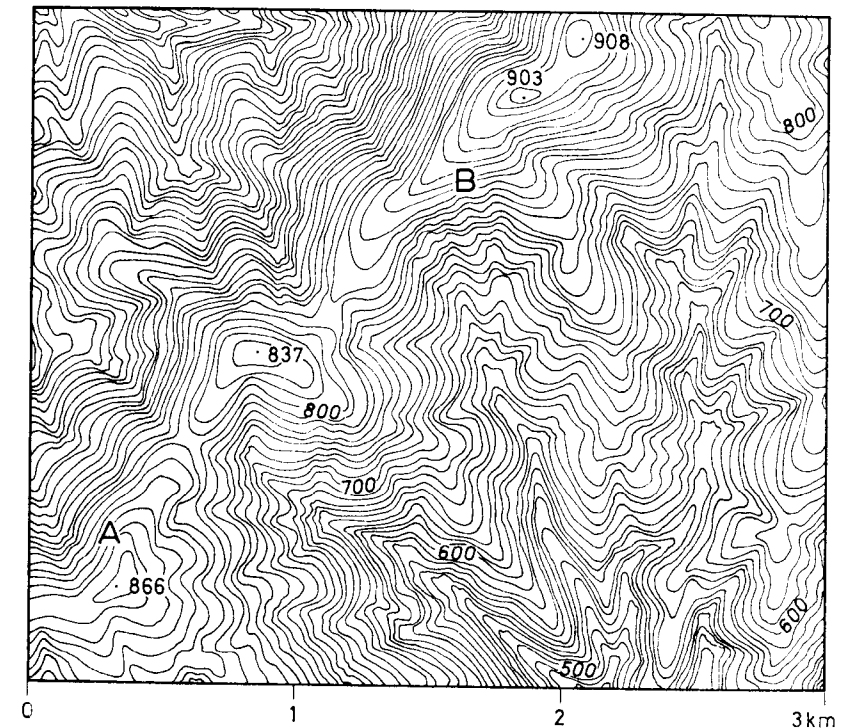


Fig. 3 — Serra Vermelha. Equidistance des courbes: 10 m.  
Les lettres A e B indiquent la localisation des dépôts  
de versant décrits dans le texte.

plusieurs mètres (pl. VIII, B). Les grands versants de la montagne de schiste sont dans l'ensemble des versants réglés, des versants de Richter, dont l'allure actuelle est due essentiellement à l'action du gel lors d'un épisode froid probablement assez sec. Il est exceptionnel de pouvoir observer la topographie fossilisée par ces cailloutis anguleux dont la pente de dépôt conditionne presque toujours rigoureusement les formes actuelles. On voit parfois qu'ils ont oblitéré des ravins mais, le plus souvent, les coupes observables n'en

atteignent pas la base. Leur épaisseur, leur extension et le fait qu'ils montent pratiquement jusqu'à l'étroite convexité sommitale des grandes croupes d'interfluve, sans laisser à leur amont aucun résidu rocheux, font penser que l'épisode froid qui a permis ce façonnement poussé des versants montagnards schisteux a dû avoir une durée assez considérable.

La plupart des dépôts présentent l'alternance classique de lits plus ou moins fins et plus ou moins bien triés qui est celle des éboulis ordonnés par le gel. Qu'ils aient quelques millimètres ou plusieurs centimètres, ces cailloutis sont en général parfaitement anguleux et nettement aplatis. La matière fine est très rare ou absente. On a observé dans la Serra Vermelha, au Sud du Zêzere, un sensible contraste entre le dépôt couvrant le versant orienté au Nord et celui faisant face au Sud-Est (fig. 3). A une altitude comparable (830-850 m), les débris sont nettement plus grossiers à l'adret et l'alternance rythmique de lits granulométriquement différents beaucoup moins nette qu'à l'ubac (pl. VII, A et B). En outre, à l'ubac, et c'est jusqu'ici le seul endroit du Portugal où un tel phénomène ait été remarqué, les cailloutis anguleux et aplatis des lits les plus grossiers paraissent avoir été remaniés par une cryoturbation contemporaine qui a donné à beaucoup d'entre eux une disposition redressée (pl. VII, A). Il est vrai qu'il s'agit d'un site sans aucun doute particulièrement froid: orienté en plein Nord et sur un haut versant protégé du soleil matinal par sa direction générale NE-SW. Le 28 mars 1969, par beau temps anticyclonique et léger vent de Nord-Est, à 11 h 30 (environ 11 h solaires) du matin, les débris de la carrière étaient encore affectés par de très beaux pipkrakes. Le gel n'avait pourtant pas dû être intense car, le même jour, à 6 h du matin, on enregistrait  $-0^{\circ},3$  à Penhas Douradas (1383 m) et  $1^{\circ}$  à Coimbra.

Les éboulis ordonnés des hauts versants schisteux ont la couleur gris-jaunâtre qui est normalement aujourd'hui celle du schiste en affleurement et c'est une des raisons qui les fait échapper aisément à l'observation. C'est seulement lorsqu'on descend vers le fond des vallées que l'on rencontre, alternant avec des manteaux de cailloutis grisâtres, d'autres nettement teintés de rouge. Dans la haute vallée du Ceira, près de Porto da Balsa (fig. 4), l'ensemble du versant d'ubac

(pl. VIII, A et B) est nappé par un épais cailloutis gris clair. Cependant, entre les maisons visibles à droite de la photo VIII, A, vers 700 m d'altitude, un dépôt d'aspect tout-à-fait analogue présente une nette coloration rouge due à une abondante matrice fine dans laquelle sont pris les cailloutis anguleux d'un schiste demeuré gris-jaunâtre. L'analyse des argiles de la matrice indique  $\frac{2}{3}$  d'illite et  $\frac{1}{3}$  de kaolinite avec des vestiges de gœthite, celle du schiste des cailloutis une proportion équivalente d'illite et de kaolinite.

La base du dépôt grisâtre est observable vers la même altitude au-dessous du niveau de la route récente dont l'entaille, s'ajoutant à celle d'un ancien chemin aujourd'hui dévié, semble avoir provoqué la vigueur actuelle du ravinement. Les cailloutis issus du haut versant y reposent sur un schiste altéré de couleur rose. Il semble donc avoir existé ici, avant la phase de gélifraction, une période de rubéfaction relativement intense. C'est le site le plus élevé où un tel phénomène ait été jusqu'ici observé dans les montagnes de schiste.

2) *Fonds des vallées.* — Au contraire, les taches de sols ou de dépôts de versant rougeâtres se multiplient dans le fond des vallées schisteuses dès qu'on descend à des altitudes plus basses. En même temps, les faciès colluviaux se font plus complexes. Si l'on continue à observer d'abondants cailloutis anguleux à matrice rare ou absente, ils alternent désormais avec des coulées de constitution fortement hétérométrique dont l'essentiel est constitué par une matrice fine dans laquelle nagent des cailloux anguleux épars. D'autre part, les

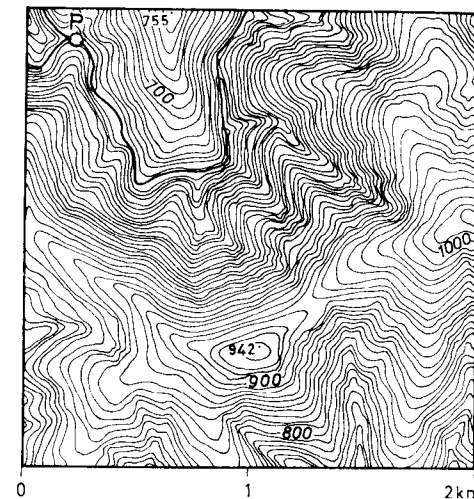


Fig. 4 — Vallée du Rio Ceira à Porto da Balsa (P). Equidistance des courbes: 10 m.

versants rocheux à la topographie de détail rugueuse et tourmentée se multiplient. Les versants couverts ne constituent plus que l'exception et les vestiges de dépôts de pente ne s'observent plus guère que dans des sites protégés de l'entaille récente des cours d'eau, soit qu'ils oblitèrent le raccord d'une basse terrasse avec le versant ou qu'ils soient conservés dans la conque d'un méandre recoupé. Alors que les hauts versants ont presque partout conservé le modelé et la couverture détritico-herbivore hérités de la phase froide, le fond des vallées montagnardes est actuellement le lieu d'une érosion active liée à l'enfoncement vigoureux des rivières.

L'analyse de quelques exemples montrera la diversité des agencements observables et les conclusions préliminaires qu'il est possible d'en tirer (\*).

La vallée de la Ribeira da Sertã présente, outre ses nombreuses sinuosités actuelles, toute une série de méandres abandonnés, plus ou moins défigurés par l'entaille postérieure à leur recoupement, site d'élection des villages auxquels ils fournissent un terroir pas trop accidenté et facilement irrigable (fig. 5 et pl. IX). L'entaille du chemin qui joint Troviscal à son cimetière permet de voir côte à côte, vers 420 m d'altitude, la roche en place, un grauwaque altéré, et un dépôt colluvial couvrant un versant en pente douce qui se relie à la partie la mieux conservée de l'ancien méandre, perché de près de 50 m par rapport à la rivière actuelle. La roche altérée révèle à l'analyse, outre beaucoup de quartz et des vestiges d'illite et de chlorite, une prédominance presque absolue de la kaolinite, tandis que les cailloutis anguleux bariolés de rouge et de jaune qui constituent le dépôt ont fourni, outre une forte proportion de quartz, des argiles constituées pour environ un tiers de chlorite, un tiers de kaolinite, un sixième d'illite et un sixième de gibbsite.

Dans la vallée du Ceira, le méandre abandonné de Cabreira offre, à l'entrée ouest du village, grâce à l'entaille d'une route récente, une coupe d'un intérêt particulier. Alors que la rivière

(\*) C'est en 1963 que de tels dépôts ont été observés pour la première fois au Portugal dans la Cordilheira Central par CARMINDA CAVACO et ISABEL MARQUES qui procédaient à l'étude de la vallée de la Ribeira de Alvoco.

coule actuellement à 270 m, c'est vers 290 m que le méandre a dû être, sinon recoupé, du moins délaissé à la suite peut-être de l'abondant remblaiement latéral descendu du raide versant d'adret limitant la haute croupe du Monte do Rabadão (701 m). La route entaille localement une sorte de cône de bas versant qui naît vers 330 m et s'étale d'Est

en Ouest sur près de 400 m. La coupe observable (fig. 6) montre: (1) à la base, un éboulis ordonné fin de couleur grisâtre qui paraît correspondre à une phase de gélifraction active, surmonté par (2) un cailloutis plus grossier où la majorité des blocs schisteux mesure de 20 à 30 cm, lui-même surmonté sur 2 à 3 m par (3) un dépôt où des cailloutis anguleux du type (1) sont incorporés dans une abondante matrice fine de couleur grise. Enfin on observe, (4) une épaisse coulée rougeâtre argileuse où

sont épars quelques rares blocs de tailles variées. L'analyse des argiles y révèle l'existence de un tiers de kaolinite et deux tiers d'illite, avec des traces de chlorite et de gibbsite.

Il semble donc qu'on doive ici admettre une phase de gélifraction intense antérieure à une phase d'altération profonde du schiste et au glissement en masse des produits d'altération et qu'on puisse même reconnaître des étapes de transition. Le niveau (2) pourrait correspondre à une action déjà moins forte du gel qu'en période (1), sous un climat peut-être comparable à l'actuel puisque des dépôts vifs de ce type s'observent localement à l'aval des affleurements rocheux, le niveau (3) à l'apparition d'une certaine altération chimique (matrice fine) et au remaniement par ruissellement d'un dépôt de type (1) situé plus haut sur le versant. Enfin,

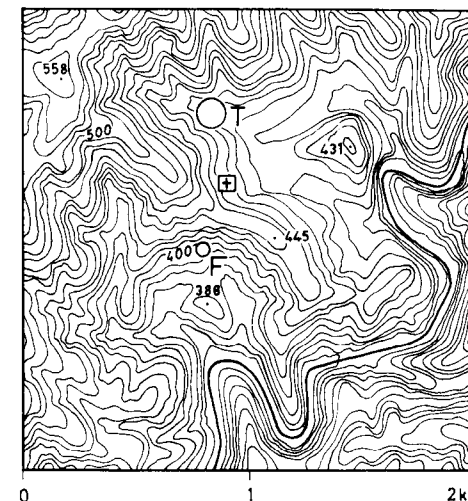


Fig. 5 — Méandres abandonnés de Fundão (F, voir pl. IX) et de Troviscal (T) dans la vallée de la Ribeira da Sertã. Équidistance des courbes: 10 m.



le niveau (4) serait contemporain de, ou postérieur à, une phase de rubéfaction.

La comparaison des coupes de Porto da Balsa et de Cabreira conduit donc à envisager l'hypothèse de deux phases importantes de gélifraction encadrant un épisode d'altération chimique. Il est en effet très probable qu'aucune phase d'altération profonde n'a succédé à la plus récente des grèzes, puisque la plupart des gélifractions qui nappent les versants

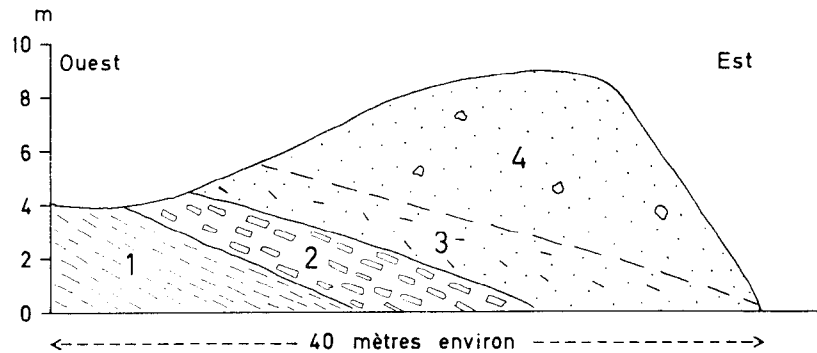


Fig. 6 — Coupe schématique des dépôts tranchés par la route à Cabreira, vallée du Rio Ceira. Les numéros se rapportent à la description donnée dans le texte.

sont parfaitement frais. Ils présentent par contre assez souvent, comme c'est le cas localement à Porto da Balsa, une teinte rougeâtre générale qui indique qu'ils ont été façonnés aux dépens d'une roche ayant déjà subi, au moins sur les bas versants, une évolution pédologique sensible, ce sol ayant été souvent ensuite décapé par glissement en masse ou ruissellement.

Alors que, dans la plus grande partie des vallées des montagnes de schiste, ces dépôts de bas versants sont en position perchée par rapport à l'entaille actuelle, les vallées des plus petits affluents sont encore souvent remblayées dans leur partie amont où elles offrent un étroit fond plat cultivable et facile à irriguer, soit que la vague d'entaille actuelle ne les ait pas encore atteintes, soit que la faiblesse de l'écoulement de ces organismes élémentaires les rende incapables de déblayer la masse colluviale qui les a comblées précédemment. Un levé systématique des formes et dépôts

existant au long de certaines branches des réseaux de moyenne montagne permettrait sans doute de mieux comprendre les corrélations de contemporanéité ou d'alternance liant l'entaille linéaire et le façonnement des versants au cours des phases récentes de l'évolution quaternaire.

### III — FRANGE LITTORALE

Les observations qui précèdent, réalisées dans diverses régions de l'intérieur du Portugal, montrent nettement que l'action géomorphologique du gel au cours du Quaternaire, loin d'être cantonnée aux seules hautes montagnes, s'est exercée de façon efficace même à basse altitude. L'étude des régions côtières confirme ce fait car, au moins sur le littoral occidental du pays, des gélifractions sont observables en bordure même de la mer, dans des sites où, aujourd'hui, le gel est pratiquement inconnu. Si, dans le Nord du pays, quelques journées peuvent connaître sur la côte des températures inférieures à zéro (2 en moyenne annuelle à Aveiro/Barra, à 3 m d'altitude et 40° 39' N, 9 à Dunas de Mira, à 14 m d'altitude et 40° 27' N, normales 1931-60), à Figueira da Foz (7 m, 40° 09' N) le gel est déjà pratiquement inconnu (une seule journée de gel en 30 ans), tout comme au Cabo Carvoeiro (32 m, 39° 21' N), au Cabo da Roca (142 m, 38° 47' N), à Lisbonne (77 m, 38° 43' N), etc.

Cependant, au Cabo Mondego (40° 11' N), le raide versant calcaire réglé, faisant face à l'WNW, par lequel le massif de la Serra da Boa Viagem plonge dans la mer, est encore partiellement voilé par une pellicule de petits débris anguleux (pl. x, A). Localement, les gélifractions apparaissent interstratifiées dans des sables dunaires inactuels plaqués sur le versant qui plonge directement dans la mer (pl. x, B). Leur mise en place ne peut s'expliquer que par l'émergence d'une vaste plate-forme littorale balayée par le vent lors de la régression würmienne (°).

(°) Ces dépôts ont été décrits et attribués à l'action de la gélifaction par G. SOARES DE CARVALHO, en particulier dans «Areias da Gândara (Portugal). Uma formação eólica quaternária», *An. Fac. C. Porto*, t. XLVI, 1964, p. 7-32.

Les formations de blocs anguleux qui empâtent les vallons côtiers suspendus accidentant le versant de la Serra de Sintra, au Sud du Cabo da Roca, ont été interprétées dès 1949 comme étant d'origine probablement périglaciaire. GUILCHER <sup>(10)</sup> a souligné la parenté d'aspect de ces formes littorales avec celles qu'il avait antérieurement étudiées en Bretagne (pl. XI, A).

BREUIL et ZBYSZEWSKI <sup>(11)</sup> ont signalé sur le raide escarpement constituant le littoral sud de la chaîne de l'Arrábida, par 38° 25' N, dans un site particulièrement abrité faisant face au Sud-Est, à 200 m au Sud-Est du fort de Barralha, l'existence d'une «brèche d'éboulis calcaires à éléments anguleux, cimentés par un grès rouge très dur... Cette brèche contient des éclats de quartz et de quartzite taillés, moustéroïdes, ainsi que des fragments de coquilles». Elle repose sur une plage de galets et de lumachelle, située à 10-11 m au dessus du niveau de la mer et contenant un galet taillé d'aspect languedocien.

En Algarve, les observations sont encore trop peu nombreuses pour qu'on puisse dire si la géelifraction s'est ou non manifestée sur le littoral <sup>(12)</sup>. Le seul dépôt typique vu à ce jour est situé à 20 km de la mer dans une des vallées affluentes du Guadiana entaillant des collines de schiste qui culminent régionalement vers 400 m d'altitude. A 1 km au Nord de Cachopo, par 37° 20' N, le bas versant de la vallée de la Ribeira de Foupnilha montre, à 350 m d'altitude, sur 1 m d'épaisseur, des cailloutis anguleux de schiste open-work reposant sur 2 m d'un dépôt à matrice fine abondante bariolée

<sup>(10)</sup> A. GUILCHER, «Sur les vallons côtiers suspendus des environs de Lisbonne et leurs analogies avec ceux du littoral breton», *C. R. Académie des Sciences*, Paris, 9 mai 1949, p. 1512-1514.

<sup>(11)</sup> H. BREUIL et G. ZBYSZEWSKI, «Contribution à l'étude des industries paléolithiques et de leurs rapports avec la géologie du Quaternaire», *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, tomo XXVI, 1945, 662 p. (p. 313-315).

<sup>(12)</sup> Ni FEIO, ni GODARD n'ont décrit de dépôts littoraux résultant indubitablement de l'action du gel. M. FEIO, «O Litoral ao Norte do Cabo de S. Vicente», *Notas Geomorfológicas*, vol. I, Lisboa, 1951, p. 35-56 et M. C. GODARD, «Quelques problèmes de morphologie littorale posés par les côtes de l'Algarve (Portugal du Sud)», *Bulletin de l'Association de Géographes français*, Paris, 1967, p. 22-36.

de rouge et de blanc, dans laquelle sont prises de fines esquilles anguleuses de schiste. Ce colluvion paraît avoir nourri latéralement un remblaiement de fond de vallée encore bien conservé à l'amont de la rupture de pente qui accidente un peu plus bas le profil longitudinal de la rivière.

Deux sites typiques des régions littorales seront présentés ici, dont l'un permet l'établissement d'une chronologie relativement complexe bien qu'encore mal située dans le temps et dont l'autre montre clairement les rapports entre évolution des versants et oscillations récentes du niveau de la mer.

1) *Rebord occidental de la Serra de Candeeiros*. — La Serra de Candeeiros est une croupe calcaire décharnée, allongée sur 30 km du NNE au SSW, parallèlement au littoral, à une vingtaine de kilomètres de distance et à une trentaine de kilomètres en moyenne de la courbe de -100 m qui peut marquer approximativement la position du rivage au plus fort de la glaciation. Les points hauts de cette petite montagne se tiennent vers 500 à 600 m alors que les collines qui la séparent de la mer ne dépassent guère 200 m (fig. 7). Au pied même du relief s'ouvre une longue dépression à fond plat, large de 3 à 4 km, établie vers 150 m, relativement abritée par son rebord occidental haut de quelques dizaines de mètres des souffles marins qui frappent au contraire de plein fouet le flanc montagneux. De grandes oliveraies prospèrent dans la dépression mais s'arrêtent brutalement dès que l'abri topographique manque. Le flanc de la Serra est aujourd'hui parfaitement dénudé bien qu'une entreprise très récente de reboisement ait été amorcée. Cependant, en dépit de l'absence totale de possibilités d'arrosage présentée par un pays calcaire où la seule eau «potable» est celle de citernes qui tarissent souvent avant la fin de l'été, l'humidité atmosphérique est suffisante au pied de la montagne pour qu'une intense culture de jardinage se soit établie partout entre les oliviers, en profitant des taches de sols et de dépôts variés qui couvrent le plancher calcaire de la dépression.

Aucune observation météorologique n'est malheureusement effectuée à proximité immédiate de la montagne mais il ne fait pas de doute que cette haute barrière introduit une

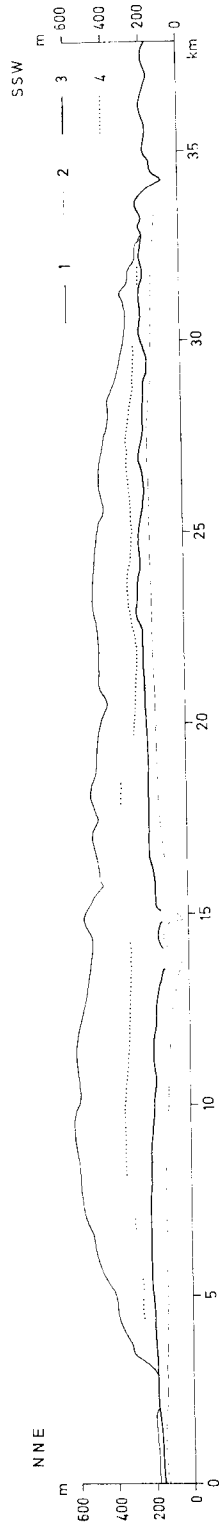


Fig. 7 — Profil longitudinal projeté du versant occidental de la Serra de Candeeiros. 1: Profil des points hauts de la croupe montagneuse, 2: profil des points bas de la dépression de piémont, 3: profil des points hauts du rebord occidental de la dépression, 4: altitude du point de départ des cônes rocheux sur le flanc de la montagne.

discontinuité importante dans l'atmosphère littorale. Il n'est pas rare de voir des nuages bas rester longuement accrochés à son flanc ouest et de recevoir l'averse ou un fin crachin sur le tronçon de la route Lisbonne-Porto établi au long de la dépression de piémont, alors qu'ailleurs le temps est beaucoup plus clair ou même dégagé.

Le tableau I, où les postes pluviométriques des régions périphériques sont disposés en fonction de leur distance à

TABLEAU I

Normales 1931-60	Distance au littoral km	Altitude m	Précipitations annuelles mm	Nombre de jours de précipitations	Distance au sommet de la Serra de Candeeiros km
Cabo Carvoeiro	0	32	549	95	64 Ouest
Caldas da Rainha	9	61	608	99	26 Ouest
Alcobaça	10	75	843	112	15 Ouest
Aljubarrota	16	189	1 049	110	9 Ouest
Rio Maior	28	75	861	112	4 Est
Minde	35	207	1 277	102	24 Est
Fátima	35	380	1 402	105	25 Est
Abrã	51	200	1 045	104	35 Est

la mer et à l'axe montagneux, montre que les précipitations augmentent nettement depuis le rivage jusqu'au massif calcaire dont la Serra de Candeeiros constitue le rebord occidental et que le nombre de jours pluvieux présente un maximum correspondant à ce rebord.

La considération des données plus détaillées fournies par les trois stations de Cabo Carvoeiro, Caldas da Rainha et Alcobaça permet de préciser quelque peu les caractéristiques de ce net gradient climatique (tableau II). Plus on s'approche de la montagne, plus l'amplitude des températures s'accroît et, avec elle, la possibilité de gel, et plus, aussi, les manifestations de l'humidité atmosphérique (pluie, nébulosité, brouillard, rosée, gelée blanche) augmentent, bien que l'humidité relative moyenne tende elle-même à diminuer.

Le versant occidental de la Serra de Candeeiros constitue le rebord intérieur d'une surface d'abrasion marine, considérée comme pliocène, qui a arrasé les grès tendres du Jurassique supérieur et a mordu dans le flanc calcaire

de l'anticlinal complexe qui constitue la montagne <sup>(13)</sup>. Des lambeaux de sable à galets marins sont conservés tant en position culminante sur les croupes modelées dans les grès du Jurassique supérieur, à des altitudes variant de 160 à 230 m,

TABLEAU II

Normales 1931-60	Cabo Carvoeiro	Caldas da Rainha	Alcobaça
Température en °C			
moyenne du mois			
le plus chaud	18,5	19,7	20
le plus froid	11,4	10,3	9,2
minimum absolu	0	-3,5	-10,2
Nombre de jours par an			
Nébulosité ≥ 8/10	96	98	155
Brouillard	29	19	25
Rosée	0	19	25
Gelée blanche	0	16	28
Gel	0	2	12
Neige	0	0	0
Humidité relative en %			
à 9 heures	86	80	77
à 18 heures	85	81	74

qu'au fond de la dépression de piémont et au flanc de la montagne qui représente la falaise relativement bien conservée de cet antique rivage. Le gisement le plus élevé est celui de Pia da Serra (fig. 9), situé à 350 m, où l'on observe des sables très hétérométriques, aux grains absolument anguleux, mêlés de nombreuses dragées de quartz parfaitement roulées (fig. 11, 1 et 2).

Il semble que le ou les plus anciens niveaux «pliocènes» soient sensiblement déformés et qu'un niveau inférieur, bien

<sup>(13)</sup> La plupart des observations concernant la Serra de Candeeiros ont été réalisées de 1966 à 1968 au cours d'un séminaire d'initiation à la recherche géomorphologique organisé par le Centro de Estudos Geográficos. Que tous ceux qui y ont participé trouvent ici l'expression de mes remerciements pour leur collaboration.

conservé dans la dépression de piémont mais reconnaissable aussi en divers points des collines occidentales, se soit développé ensuite en laissant cependant subsister de nombreux témoins d'un aplanissement supérieur. Cette phase de l'évo-

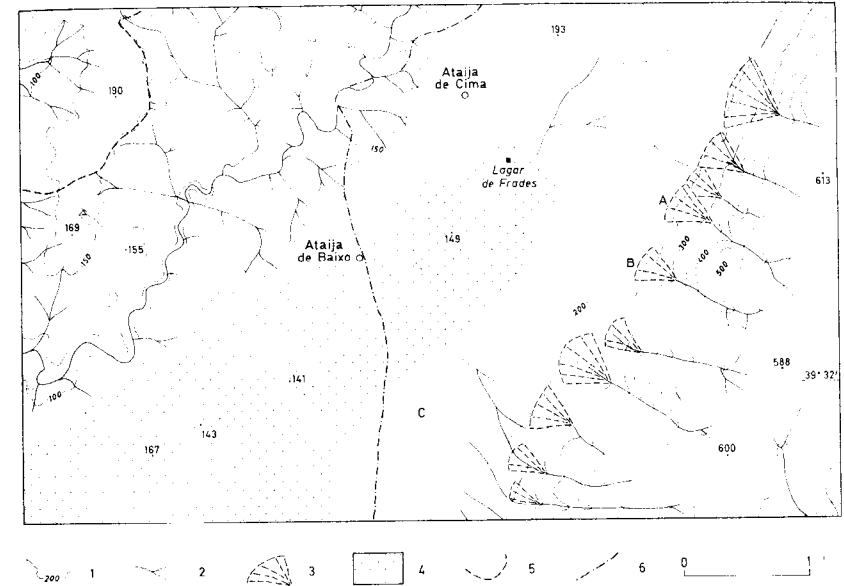


Fig. 8 — La Serra de Candeeiros et sa dépression de piémont vers la latitude de Lagar de Frades. Equidistance des courbes: 50 m. 1: Courbe de niveau, 2: talveg, 3: cône rocheux, 4: étendue accidentée de dolines et autres dépressions fermées, 5: limite orientale des grès du Jurassique supérieur, 6: limite entre les calcaires du Lusitanien, à l'Ouest, et du Dogger, à l'Est. Les lettres désignent les points décrits dans le texte.

lution de la région, pendant laquelle s'est individualisée la dépression de piémont, est encore obscure et paraît complexe. Il est difficile de préciser la part des érosions marine, karstique et fluviale dans le dégagement d'une dépression large et continue arrasant des calcaires à fort pendage vers l'Ouest et presque complètement fermée dans la même direction par un rebord monoclinale fort net, constitué de grès tendres... Partout où son fond plat est bien conservé, les bancs karstifiés du calcaire sont ennoyés sous des dépôts sableux ou argileux de faciès très divers. Un drainage longitudinal con-

centré s'est cependant installé et a commencé à entailler ce fond, débouchant d'une part vers Alcobaça dans la partie centrale, d'autre part vers Rio Maior au Sud. Ce réseau, aux formes fluviales parfaitement nettes et même vigoureuses,

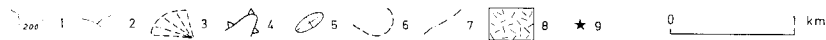
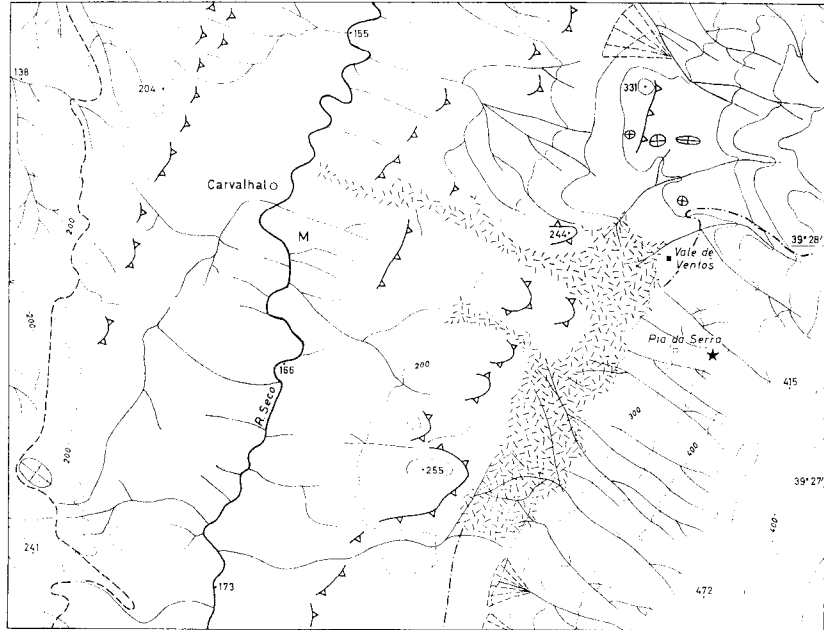


Fig. 9 — La Serra de Candeeiros et sa dépression de piémont vers la latitude de Vale de Ventos. Equidistance des courbes: 50 m. 1: Courbe de niveau, 2: talveg, 3: cône rocheux, 4: rebord monoclinial, 5: doline, 6: limite orientale des grès du Jurassique supérieur, 7 limite entre les calcaires du Lusitanien, à l'Ouest, et du Dogger, à l'Est, 8: épandage de fins géli fractas, 9: sable à galets marins de Pia da Serra. M: point décrit dans le texte.

n'est cependant pratiquement pas fonctionnel. L'étroit fond plat des petites vallées à méandres est entièrement cultivé et ne présente aucune trace d'écoulement récent. Dans la région où elles se rejoignent et s'encaissent à l'amont d'Alcobaça, le plancher suspendu de la dépression est défoncé par de nombreuses dolines typiques, alors que partout ailleurs le karst superficiel paraît en grande partie fossile.

Le raccord du versant montagneux avec la dépression ne pose pas moins de problèmes. Le versant est en général assez raide, surtout vers ses deux extrémités où la Serra est constituée par les calcaires compacts du Dogger. Il présente une pente très régulière et est fort rectiligne, bien qu'il ne corresponde nullement à la montée structurale d'un flanc d'anticlinal. Les couches plongent vers l'Ouest avec des pendages variables, souvent recoupés par la pente du versant, et qui ne paraissent pas systématiquement différents dans le flanc ouest de la montagne et dans la dépression. Ce grand versant d'érosion est strié par les entailles de nombreux ravins profonds de quelques dizaines de mètres et assez régulièrement espacés (quelques centaines de mètres). Vers leur base, les ravins font place à des cônes rocheux qui naissent à des hauteurs variables entre 200 et 350 m (fig. 7) et qui, tantôt se raccordent normalement au fond actuel de la dépression, tantôt paraissent perchés par rapport à elle, leur pente s'accroissant brusquement à leur terminaison aval comme s'ils avaient été tronqués par un élargissement postérieur de la dépression. La taille moyenne de ces cônes est de l'ordre de 3 à 400 m de largeur à la base pour une longueur sensiblement équivalente, leur pente est de 10 à 15° environ (fig. 8 et 9).

Ce sont ces formes énigmatiques qui ont constitué le meilleur piège à dépôts de toute la région. Les cônes sont souvent recouverts par une brèche grossière très dure, formée de fragments anguleux de calcaire disposés en désordre et pris dans un ciment siliceux où l'on distingue parfois encore des grains de sable mais qui est souvent parfaitement lisse et induré. Cette brèche, épaisse de 2 à 3 m, recouvre la partie supérieure en pente douce des cônes, mais nappe aussi, vers la même altitude, les versants intermédiaires en pente beaucoup plus raide.

Sur le flanc oriental de la montagne (vers 39° 35' N), on observe une brèche d'apparence assez analogue, mais nettement liée au passage d'une faille et directement due au broyage tectonique. Peut-être les carapaces bréchiques du versant occidental dérivent-elles aussi en partie d'une fragmentation contemporaine d'accidents cassants ayant affecté l'anticlinal: l'édition récente (1970) de la carte géologique au 1:50 000 de Vila Nova de Ourém, qui couvre l'extrémité

septentrionale de la montagne, interprète ce versant comme un escarpement de faille ayant affecté un dépôt pliocène. Mais la mise en place des brèches est post-tectonique car un certain déplacement colluvial y a provoqué un début de classement des débris. Elles scellent d'ailleurs souvent un dépôt sableux, épais de plusieurs mètres, très bien trié (fig. 11, 3 et 4) et constitué entre 0,25 et 0,5 mm par des grains picotés aux coins arrondis. Il semble s'agir d'un dépôt éolien ayant remanié des sables anguleux n'ayant souffert auparavant qu'une faible action de l'eau<sup>(14)</sup> et dont l'origine peut être cherchée soit dans des dépôts antérieurs du type de celui de Pia da Serra (fig. 11, 1 et 2), soit dans des poches de grès crétacé ou jurassique supérieur qui subsistent encore en divers points de la montagne et dont un exemple est donné (fig. 11, 8).

La coupe la plus complète est celle qui s'observe sur le cône A de la fig. 8. De l'aval à l'amont du cône (fig. 10), on voit reposer, sur les calcaires qui le constituent, d'abord un mince revêtement de cailloutis calcaires anguleux à allure de géli fractas, certainement récents, puis les sables de type éolien qui viennent d'être décrits, scellés par une épaisse dalle de brèche consolidée qui s'effondre aujourd'hui par places, aux points où le sable a été exploité en carrières pénétrant sous la dalle inclinée. Ces deux formations s'interrompent brutalement à l'amont contre une paroi calcaire (s'agit-il d'un escarpement de faille postérieur au dépôt ou d'un simple ressaut érosif, un rebord de doline, par exemple?). A l'amont du cône, reposant soit directement sur le calcaire, soit sur la brèche consolidée, on observe plusieurs affleurements d'un conglomérat de blocs calcaires émoussés pris dans une matrice sableuse faiblement consolidée de calcaire ( $\frac{1}{3}$  environ de son poids). Ce sable (fig. 11, 5) est sensiblement moins bien trié

<sup>(14)</sup> Par contre, C. TEIXEIRA et L. BERTHOIS considèrent comme d'origine marine les sables et galets qu'ils ont récoltés sur le flanc de la Serra de Candeeiros vers 230-240 m, à la latitude de Casais de Santa Teresa (39° 34' N), en raison de leurs caractéristiques granulométriques et morphoscopiques et de la présence de «glauconie altérée, en grains très fragiles... incompatible avec l'idée d'un remaniement important». C. TEIXEIRA et L. BERTHOIS, «Les sables et les galets de Casais de Santa Teresa», *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, vol. x, 1952, p. 13-22.

que celui qui est scellé par la dalle mais ses grains ont un aspect de surface identique. Il semble s'agir d'un dépôt de type torrentiel remaniant un ancien placage de sable éolien et lié au fonctionnement du ravin qui prolonge à l'amont le cône rocheux en mordant le flanc de la montagne. Cette simple coupe révèle donc la complexité de l'évolution enregistrée par la base du versant occidental de la Serra de Candeeiros. Depuis l'époque où des sables dunaires, que l'on peut supposer origi-

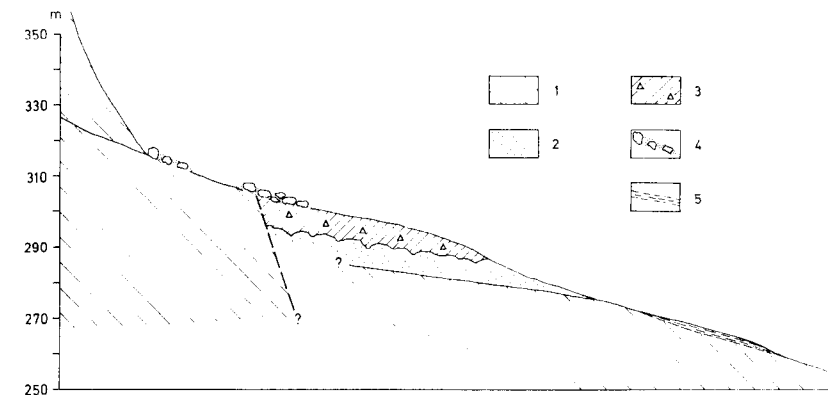


Fig. 10 — Coupe longitudinale schématique du cône A de la fig. 8.  
1: Calcaire, 2: sable dunaire, 3: brèche consolidée, 4: conglomérats à matrice sableuse, 5: géli fractas.

naires d'un littoral relativement proche, ont été entassés au pied de l'escarpement, celui-ci n'a guère reculé mais a subi des façonnements divers dont quelques-uns ont laissé des traces encore reconnaissables grâce à leur consolidation plus ou moins poussée.

Il est fort difficile d'attribuer un âge à ces divers dépôts. Les sables dunaires, très semblables, tant par leur granulométrie que par leur forme et leur aspect de surface, à ceux qui ont été observés plus au Sud en position analogue sur la Serra de Montejunto<sup>(15)</sup>, peuvent-ils être datés d'un Pliocène tardif ou du Villafranchien? Une date plus récente est peu

<sup>(15)</sup> Voir les courbes 9 et 10 de la fig. 11. Les sables dunaires du versant occidental de la Serra de Montejunto sont aussi scellés par une brèche calcaire de versant. Ils ont été observés vers 350 m d'altitude, près du village de Pragança.

probable, étant donné leur probable liaison avec un littoral d'altitude fort élevée. Si l'on renonce à leur attribuer une origine littorale, ils témoigneraient alors d'une phase de grande

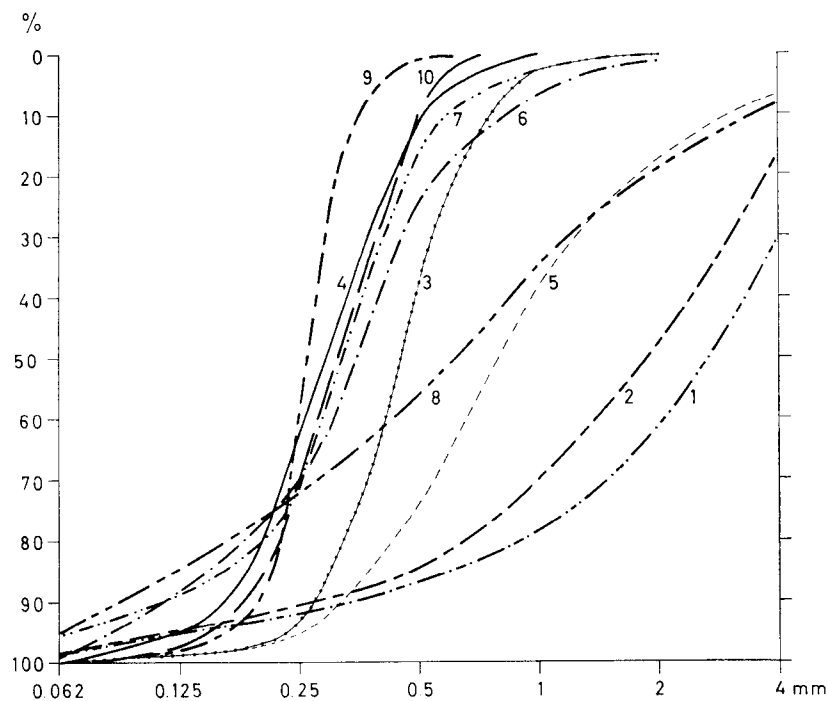


Fig. 11 — Courbes granulométriques de la fraction sableuse de divers dépôts du rebord occidental de la Serra de Candeeiros. 1 et 2: Sables à cailloutis roulés de Pia da Serra, 3 et 4: sables sous-jacents à la brèche consolidée, 5: matrice sableuse du conglomérat reposant sur la brèche consolidée, 6: partie inférieure du dépôt du km 88,2 de la route Lisbonne-Porto, 7: partie supérieure du même dépôt, 8: poche sédimentaire située au sommet de la montagne. Pour comparaison, les courbes 9 et 10 représentent les sables dunaires sous-jacents à une brèche de versant observés dans la Serra de Montejunto à 350 m d'altitude.

aridité généralisée. La brèche qui les scelle, de faciès fort analogue aux «brèches mortadelle» décrites par J. DEMANGEOT dans les Abruzzes <sup>(10)</sup>, pourraient donc dater d'un Quaternaire assez ancien.

<sup>(10)</sup> Information orale. Cf. J. DEMANGEOT, *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*, Paris, 1965, 403 p.

D'autres dépôts observables au pied de la montagne sont au contraire beaucoup plus récents. Des nappages de petits fragments calcaires anguleux non consolidés occupent des positions variées. Si l'érosion postérieure a généralement fait disparaître ce fragile dépôt dans l'axe des ravins à pente forte qui mordent le versant, un reste bien conservé existe cependant vers 320 m d'altitude dans une petite vallée débouchant au dessus du hameau de Molianos (39° 31' N): une grèze typique, aux bancs d'épaisseur régulière constitués de fragments bien triés, encombre encore en grande partie le ravin et n'a pu se mettre en place que sous un climat à la fois froid et sec puisque tout écoulement un peu important aurait évacué ces débris. Le plus souvent, c'est à la surface des cônes rocheux, nappant la roche en place ou les divers dépôts antérieurs qui la recouvrent, que les petits fragments anguleux de calcaire sont conservés. Une grande carrière permet d'observer ce recouvrement sur le cône perché B de la fig. 8, situé en face de Lagar de Frades. Entre 295 et 265 m d'altitude, sur une pente d'environ 15°, s'empilent, sur 1 à 2 m, des lits de 20 à 40 cm d'épaisseur, à disposition très légèrement entrecroisée, présentant une inclinaison moyenne de 12°, constitués par des cailloutis de calcaire à peine émoussés, bien calibrés, avec très peu de matrice fine intersticielle. Des lits de cailloutis très fins et très aplatis alternent avec d'autres un peu plus grossiers et moins réguliers.

Parfois l'épandage s'étale jusque sur le fond plat de la dépression de piémont. La route Lisbonne-Porto donne, à 170 m d'altitude, une bonne coupe d'une telle formation sur près de 3 m d'épaisseur (point C de la fig. 8). Des lits de cailloutis calcaires plus ou moins fins alternent avec d'autres plus sableux comportant de petits galets de quartz. Dans le sens de l'épandage, leur pente est de 2 à 4°, dans le sens perpendiculaire, leur disposition est légèrement entrecroisée et la position individuelle des cailloutis révèle nettement une mise en place par l'eau.

Mais c'est un peu plus au Sud que le fond de la petite dépression monoclinale de Vale de Ventos (fig. 9) est presque entièrement ennoyée, sur près de trois kilomètres, par un dépôt de fins géli fractas. Les 4 émissaires encore reconnaissables n'ont pas suffi à assurer son évacuation, bien qu'une

partie ait dû cheminer jusqu'à la petite vallée longitudinale du Rio Seco où il n'en subsiste d'ailleurs aucun témoignage. Ces épandages de piémont ont certainement impliqué une intervention active des eaux courantes, sans qu'on puisse dire si celle-ci fut contemporaine de la production des géli fractas ou postérieure.

Un autre dépôt récent s'observe en divers endroits de la dépression de piémont. Les coupes fraîches de la route Lisbonne-Porto montrent que les lapiés du calcaire sont souvent emplis de dépôts sablo-argileux qui présentent normalement deux faciès superposés, l'un plus rougeâtre et plus argileux à la base ( $\frac{3}{4}$  d'argile,  $\frac{1}{4}$  de sable), l'autre, plus clair et plus sableux ( $\frac{1}{3}$  d'argile,  $\frac{2}{3}$  de sable) qui semble parfois raviner le précédent. Les sables sont fort bien triés (fig. 11, 6 et 7), inégalement arrondis, mats dans l'ensemble, mais présentent parfois de légères traces de luisance superposée au picotis. Il pourrait s'agir d'un remaniement local des sables dunaires « pliocènes » (fig. 11, 3 et 4), sans qu'il soit facile de faire la part des eaux courantes et du vent dans leur mise en place.

Près de Carvalhal (point M de la fig. 9) et surtout au carrefour de Casal do Guerra (39° 16' N) de nombreux éclats de silex atypiques (Paléolithique supérieur ou Néolithique?) ont été trouvés dans le sable supérieur. Il n'a malheureusement pas été possible d'observer les rapports existant entre cette formation et les géli fractas, pas plus qu'entre ceux-ci et le fonctionnement des vallées aujourd'hui sèches qui mordent le fond de la dépression.

Le versant occidental de la Serra de Candeeiros apparaît donc comme une forme d'une grande stabilité d'ensemble depuis, probablement, le Pliocène. À la fois falaise marine, escarpement de faille ou de flexure, rebord de dépression karstique, cette imposante muraille, retouchée par des formes d'érosion multiples dont quelques-unes ont laissé des traces souvent énigmatiques, ne permet pas d'établir une succession claire et complète des phases de son évolution au cours du Quaternaire. Mais elle montre cependant avec une force particulière que l'histoire quaternaire des versants a été longue et complexe et qu'une phase froide et sèche, où la végétation était rare ou absente, a régné récemment sur ces collines

littorales, bien que les retouches que le gel a apporté aux formes soient ici infiniment plus légères que dans les régions de montagne.

2) *Basse vallée du Rio Lisandro.* — Le Rio Lisandro (ou Ribeira de Cheleiros) est un des nombreux petits fleuves côtiers qui entaillent vigoureusement la large plateforme d'abrasion marine pliocène située au Nord du massif de Sintra (fig. 12). Des éléments bien conservés de cet aplanissement, encore couverts de sables marins à cailloutis, subsistent de part et d'autre de la basse vallée. La plateforme s'incline d'Est en Ouest où les sables s'étalent vers 120-150 m (fig. 13). Les sables marins à petits galets de quartz recueillis sur la route de Mafra à Ericeira (Achada) sont bien triés (fig. 14, 2) et constitués d'un mélange de grains anguleux, émoussés et arrondis, en général mats, mais avec des traces nettes de luisance. Ils se distinguent aisément des grès tendres de l'Albien sur lesquels ils reposent, moins bien triés (fig. 14, 1) et constitués de grains parfaitement anguleux.

La surface d'abrasion recoupe une structure ondulée où alternent des couches à prédominance calcaire ou gréseuse de divers étages du Crétacé, de l'Albien au Cénomanién. Il s'agit dans l'ensemble de roches assez peu résistantes et de faciès très variés, injectées de quelques cheminées volcaniques et de nombreux filons, en général fort altérés.

Quelques éléments de plages soulevées existent dans la région vers 100 m d'altitude et les plateaux d'interfluve qui dominant directement l'entaille récente de la basse vallée paraissent s'être façonnés en fonction de ce haut niveau marin.

Des traces localisées d'une nouvelle phase de stabilité vers 60 à 70 m subsistent aussi à l'extrême aval de la vallée: des replats plus ou moins vastes et deux méandres abandonnés (l'un est dominé par le hameau de Urzal tandis que le village de Carvoeira s'est installé sur le lobe convexe recoupé du deuxième). Il semble que la partie amont des plus petits affluents ait été façonnée aussi en fonction de ce niveau de base. Leurs formes mûres sont tranchées à l'aval par une brusque rupture de pente (fig. 12).

Une dernière génération de formes de stabilité se tient vers 30 à 40 m (de rares replats, des lobes de méandres et



le recoupement de celui de Carvoeira) et paraît se relier à un niveau marin bien représenté au Sud de l'embouchure de la rivière, près du hameau de S. Julião.

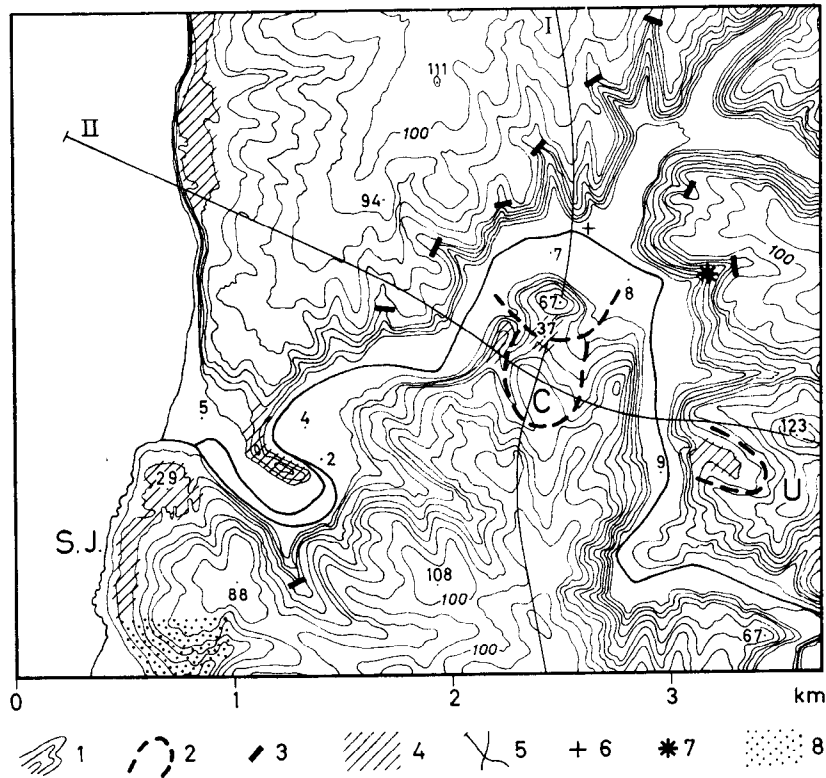


Fig. 12 — Basse vallée du Rio Lisandro. 1: Courbes de niveau équidistantes de 10 m, 2: traces d'anciens méandres abandonnés, 3: rupture de pente, 4: formes modelées en fonction d'un niveau marin d'environ + 30 m, 5: coupes de la figure 13, 6: chapelle de Senhora do Ó, 7: dépôt de versant décrit dans le texte (cf. pl. XI, B), 8: dunes consolidées. C: Village de Carvoeira — S. J.: S. Julião — U: Urzal.

Les dépôts de cette plage soulevée, qui ont été décrits par BREUIL et ZBYSZEWSKI (<sup>17</sup>), couvrent une petite plateforme d'abrasion entaillant le Crétacé et peuvent se diviser en deux grandes séries. A la base, une alternance répétée

(<sup>17</sup>) *Op. cit.*, p. 134-137.

d'argiles gris-verdâtres et de sables rougeâtres n'a fourni aucun reste préhistorique. Les auteurs pensent que cette série doit être rapportée à l'interglaciaire Mindel-Riss. On peut ajouter que le faciès des sables et la nature des argiles s'accordent bien avec l'hypothèse d'un dépôt de type deltaïque ou lagunaire formé en fonction d'un niveau marin probable-

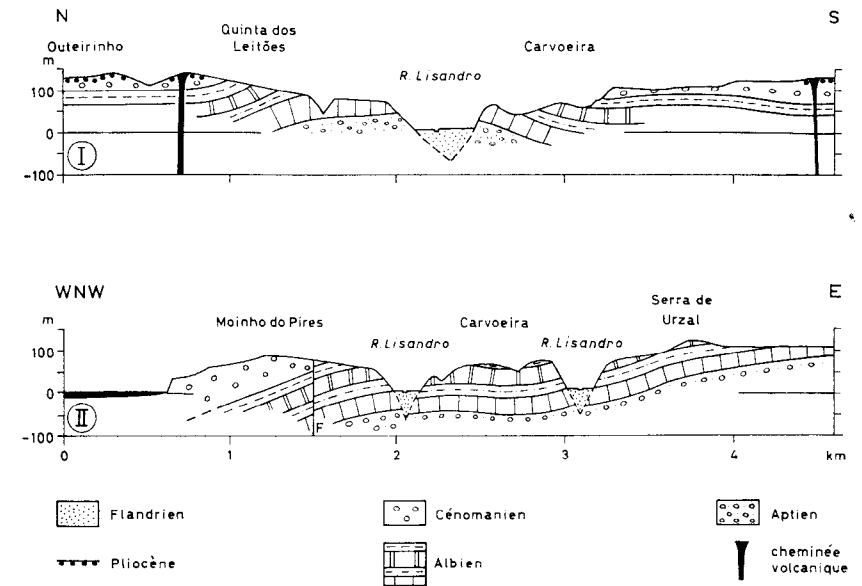


Fig. 13 — Coupes de la basse vallée du Rio Lisandro. Voir leur localisation sur la fig. 12.

ment situé vers 20 à 30 m. En effet, alors que les roches crétacées constituant le bassin de la rivière sont caractérisées par un mélange de kaolinite (un peu plus de la moitié) et d'illite, ainsi que par des grains de sable parfaitement anguleux, et que les sables rouges, bien triés (fig. 14, 3), aux grains arrondis mats avec traces de luisance sur les arêtes, offrent  $\frac{2}{3}$  de kaolinite pour  $\frac{1}{3}$  d'illite, les niveaux argileux (69 p. 100 d'argile, 31 p. 100 de sable fin bien trié, cf. fig. 14, 4), révèlent une sensible prédominance de la montmorillonite accompagnée de kaolinite et d'illite. Ceci paraît indiquer une néoformation de montmorillonite dans des conditions de drainage déficient, puisque cette argile ne peut

pas avoir été héritée des roches constituant le bassin-versant (18).

Ravinant ces formations de base, s'observe une succession de niveaux sableux plus ou moins chargés de graviers et

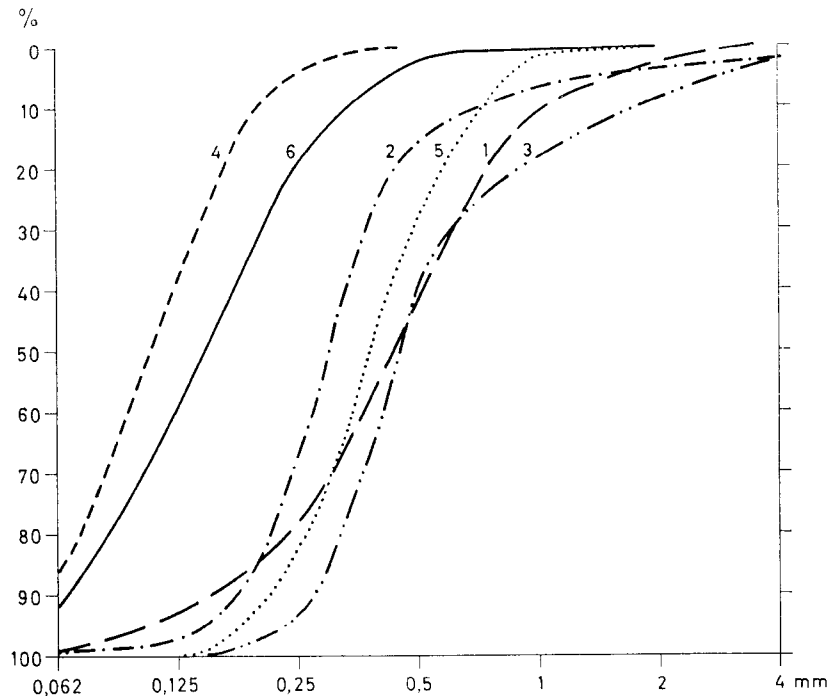


Fig. 14 — Courbes granulométriques de la fraction sableuse de divers dépôts de la basse vallée du Rio Lisandro. 1: Grès tendre de l'Albien à Achada (route de Mafra à Ericeira), 2: sable marin pliocène reposant sur 1, 3: sable rougeâtre de la plage soulevée de S. Julião, 4: niveau argileux de la plage soulevée de S. Julião, 5: dune consolidée au Sud de S. Julião, 6: alluvions du Rio Lisandro près de la chapelle de Senhora do Ó.

de galets et contenant des outils préhistoriques qui sont, de la base vers le sommet, acheuléens, moustériens puis paléolithiques supérieurs. Cette accumulation se serait donc poursuivie sans discordance sensible depuis l'époque glaciaire du Riss jusqu'au Würm. Les dépôts sont scellés par des sables

(18) Un sol rouge, conservé sur le col du méandre recoupé de Carvoeira, à 37 m d'altitude, contient  $\frac{2}{3}$  de kaolinite et  $\frac{1}{3}$  d'illite.

dunaires en partie consolidés qui, sur le versant méridional sous le vent de la colline limitant la plage soulevée, s'entassent sur une grande épaisseur (fig. 12). L'analyse de cette dune consolidée révèle qu'elle contient 29 p. 100 de calcaire et que son sable fort bien trié (fig. 14, 5) est constitué de grains ronds ou arrondis mats et que sa fraction argileuse contient  $\frac{2}{3}$  de kaolinite accompagnée d'illite.

Les bas versants de la vallée, presque partout fort raides, plongent brutalement sous un remblaiement alluvial subactuel. Celui-ci s'élève à partir de la mer avec une pente assez forte: la cote 4 m est à 1,5 km de l'embouchure, la cote 8 à 3,5, la cote 12 à 6,5 km. La plupart des grands versants rectilignes qui délimitent l'encaissement récent naissent vers 60 à 80 m d'altitude et définissent dans la basse vallée un couloir en général large de 250 à 300 m qui se rétrécit peu à peu vers l'amont. Les retouches du niveau de 30 m sont donc très localisées, même à l'extrême aval, tandis qu'au niveau antérieur (60-70 m) une véritable vallée mûre a eu le temps d'évoluer au long des derniers kilomètres du cours d'eau.

Les grands versants rectilignes qui s'ennoient sous le remblaiement récent du fond de vallée ont, en dépit de leur raideur (30 à 35°) et des défrichements par brûlis ou raclage et du pâturage dont ils sont constamment l'objet, bien souvent conservé une mince couverture de cailloutis anguleux à peine entamée çà et là par quelques arrachements. On observe fort bien ces dépôts sur les versants qui entourent la chapelle de Senhora do Ó, tant en exposition nord qu'en exposition sud. L'extraordinaire régularité des versants est d'autant plus remarquable qu'ils sont entaillés dans des roches de résistance très variable d'un point à un autre: une même pente réglée recoupe indifféremment des niveaux de sable ou d'argile à peine consolidés et des bancs de grès dur. À 600 m à l'Est de la chapelle, un petit ravin orienté NE-SW (fig. 12 et pl. XI, B) est encore à demi comblé par des éboulis ordonnés relativement grossiers mais très nettement stratifiés: preuve que leur mise en place s'est faite sous climat à la fois froid et sec. Ce dépôt, de teinte brun-jaunâtre clair dans la masse, c'est-à-dire de la même couleur que la roche en place affleu-

rante, a acquis en surface par évolution pédologique une teinte rougeâtre qui le pénètre sur quelques décimètres.

Le prolongement vers le bas des versants rectilignes définit une entaille de plusieurs dizaines de mètres (50 à 60 peut-être vers la chapelle) au dessous du niveau actuel de la mer (fig. 13). Le remblaiement alluvial du fond de la vallée ne paraît pas s'être façonné en fonction de celui-ci. Près de la chapelle de Senhora do Ó, il est entaillé sur quelque 4 m par les berges abruptes du ruisseau dont les crues n'atteignent pas normalement le niveau cultivé et arboré de la plaine alluviale. Le remblaiement est fin dans l'ensemble. Son analyse révèle 11 p. 100 de calcaire et 73 p. 100 de sable bien trié et remarquablement fin (fig. 14, 6). Il est constitué de grains anguleux à arêtes vives comme les sables du Crétacé, une partie des plus volumineux (0,25 à 0,5 mm) ayant cependant déjà subi un certain émoussé des angles. On note la présence d'une fraction appréciable de montmorillonite parmi les argiles ( $\frac{1}{5}$  du total, accompagnant de la kaolinite dominante et de l'illite). La montmorillonite semble donc, ici comme au niveau de S. Julião, être de néoformation, peut-être en milieu saumâtre d'estuaire lors de la transgression flandrienne.

Des niveaux de cailloux peu émoussés affleurent sporadiquement à la base des berges, en rapport, semble-t-il, avec le débouché des ravins affluents. Il s'agit probablement de l'équivalent des cailloutis qui ont comblé le ravin situé 600 m à l'Est de la chapelle.

Cette basse vallée d'un petit fleuve côtier paraît donc avoir enregistré et conservé de nombreux témoignages d'une évolution quaternaire rythmée à la fois par des oscillations du climat et du niveau marin. Elle montre en particulier de façon claire qu'une phase froide et probablement sèche assez récente a coïncidé avec un niveau marin plus bas que l'actuel et suggère aussi l'existence d'un ultime épisode de remblaiement fluvio-marin qu'on est tenté de rapporter à l'«optimum» post-glaciaire du Flandrien.

#### CONCLUSION : PROBLÈMES ET ORIENTATIONS DE RECHERCHE

De ce capricieux périple à travers le Portugal, quels sont les enseignements que l'on peut tirer? D'abord, et sans aucun doute, que l'étude de l'évolution quaternaire des versants y est encore dans une phase balbutiante et que, pratiquement, tout reste à faire pour trouver les sites d'étude les plus favorables, en faire un relevé détaillé et élaborer un schéma d'interprétation à peu près satisfaisant.

Cependant, cette première reconnaissance générale fournit un certain nombre de fils conducteurs et quelques conclusions préliminaires. Elle permet de poser les problèmes qu'il serait le plus urgent de résoudre.

Il paraît désormais évident que le gel a eu un rôle géomorphologique significatif au Quaternaire dans l'ensemble du Portugal (à l'exception possible du littoral méridional de l'Algarve) et qu'une phase froide au moins est fort récente puisque ses fragiles témoins se maintiennent dans des positions topographiques très exposées et n'ont souffert que peu ou pas d'altération pédologique.

Mais il demeure beaucoup de problèmes non résolus: les phases froides ont-elles été contemporaines en altitude et sur la côte, quel est leur nombre, leur durée, leur intensité, leur concomitance avec des phases humides ou sèches?

Au Maroc, selon RAYNAL<sup>(19)</sup>, la formation d'éboulis ordonnés est un phénomène actuellement actif dans le Moyen et le Haut Atlas au-dessus de la limite de la forêt, c'est-à-dire à partir de 2200-2400 m, dans «une bande de terrain étagée sur 400 m d'altitude environ», au-dessous des sols striés. Les chutes de neige y sont abondantes et le gel d'hiver rigoureux. L'atmosphère sèche et lumineuse provoque des fontes diurnes de la neige alternant avec des regels nocturnes. L'absence de couverture nivale continue et l'absence de végétation favorisent la pénétration du gel dont l'efficacité est cependant freinée en profondeur par l'absence d'humidité. À la gélifraction d'hiver succède le ruissellement printanier qui «parachève le calibrage amorcé par la gélivation», réalise

<sup>(19)</sup> R. RAYNAL, «Les éboulis ordonnés au Maroc», *Biuletyn Peryglacjalny*, Lodz, n° 8, 1960, p. 21-30.

un «litage relatif» et a assez de force pour «assurer le transit des éléments d'un bout à l'autre de la pente puis leur évacuation dans un lit d'oued».

On peut penser que les versants réglés des montagnes de schiste du Portugal Central et les versants couverts de blocailles des montagnes granitiques du Minho ont connu au Würm pendant une assez longue période un climat analogue, à des altitudes supérieures à 800 m environ pour la Cordilheira Central et quelque 700 m pour le Minho. Ce n'est guère qu'en haute montagne, dans la Serra da Estrela qui culmine à 1991 m, que certains dépôts de pente à gros blocs paraissent résulter d'une active intervention du gel associé à une forte humidité.

En basse altitude, il semble plutôt que des phases froides et sèches d'assez courte durée aient alterné avec d'autres plus humides. En témoignent divers types de superposition entre des éboulis ordonnés dont la stratification régulière ne paraît pas touchée par la solifluction, et des dépôts non classés, très hétérométriques, à abondante matrice fine souvent rougeâtre, qui paraissent résulter de loupes de glissement en milieu très humide.

L'idée d'une pulsation sèche du climat côtier et d'un net refroidissement de la surface océanique liés à la débacle des glaciers de l'Europe du Nord entre 17 000 et 11 000 BP a été exprimée par Y. GUILLIEN dès 1962<sup>(20)</sup>. Elle paraît confirmée par les recherches de H. NONN sur les régions côtières de la Galice<sup>(21)</sup>. En particulier, l'analyse sédimentologique et pollinique des dépôts empâtant les vallons qui, dans la région de Mougas (42° 03' N), à une vingtaine de kilomètres au Nord de l'embouchure du Minho, mordent dans la «rasa» côtière, semble démontrer l'existence sur le littoral d'une phase au climat froid assez sec, suivie d'une phase humide pour laquelle on dispose d'une datation (18 000 BP), puis d'une nouvelle phase froide et sèche (11 600 BP). Aux pulsations sèches correspondait un paysage de steppe accompagné d'un

(20) Y. GUILLIEN, «Néoglaciale et Tardiglaciale: géochimie, palynologie, préhistoire», *Annales de Géographie*, 1962, p. 1-35.

(21) H. NONN, *Les régions côtières de la Galice (Espagne). Étude géomorphologique*, Paris, 1966, 591 p.

ruissellement assez intense ayant engendré des dépôts lités de graviers et de sables grossiers, alors que des faciès limoneux et tourbeux sont contemporains de la poussée humide. Il existe par contre fort peu d'indices d'action périglaciaire à l'intérieur des terres en Galice méridionale. Aucune trace n'en a, en particulier, été observée par H. NONN dans la vallée du Minho. La persistance d'un couvert forestier à faible distance pourrait expliquer la rapide recolonisation du littoral par le couvert arboré existant vers 18 000 BP. Si cette hypothèse d'un «désert côtier», frangeant une mer froide parsemée d'icebergs issus des inlandsis décadents, doit être retenue, il faut aussi admettre que les phases froides des régions littorales n'ont pas été contemporaines de celles des montagnes et que, par conséquent, l'agencement climatique régional a pu, au Portugal, être bouleversé par de profondes mutations.

Quant aux phases humides responsables de la mise en place des dépôts hétérométriques, souvent rougeâtres, à allure de coulées boueuses, qui empâtent la partie inférieure de beaucoup de versants en altitude basse et moyenne, leurs caractéristiques apparaissent encore moins clairement que celles des pulsations sèches. Ces dépôts sont-ils des coulées de «head» correspondant à un climat à la fois froid et humide ou résultent-ils de formes de solifluction réalisées sous un climat tiède ou même chaud? Les types d'argile qui les caractérisent suggèrent qu'ils résultent du remaniement de sols développés sous des conditions d'humidité et de chaleur suffisantes pour permettre une altération poussée de la roche. Mais leur teinte souvent rougeâtre fait aussi penser qu'ils peuvent dériver, au moins en partie, de l'érosion de «sols rouges» méditerranéens dont la formation est actuellement active au Maroc dans les régions relativement fraîches recevant entre 250-300 mm et 500-700 mm<sup>(22)</sup> et dans les régions du Portugal soumises à un climat analogue<sup>(23)</sup>. Or, la for-

(22) A. RUELLAN, «Quelques réflexions sur le rôle des sols dans l'interprétation des variations bioclimatiques du Pléistocène marocain», *Revue de Géographie du Maroc*, n° 15, 1969, p. 129-140.

(23) M.-C. DACHARY, «Une séquence de sols rouges sur schistes à Vale Formoso (Alentejo-Portugal)», *Bulletin A.F.E.S.*, n° 3, 1972, p. 129-143 et informations orales.

mation de kaolinite ne paraît être dans les sols rouges méditerranéens qu'un phénomène rare et limité et c'est à des sols bruns qu'ils font place quand la pluviosité augmente. L'association fréquente de la rubéfaction à des proportions élevées de kaolinite ou de gibbsite dans les dépôts de pente au Portugal paraît donc contradictoire et pourrait résulter de la superposition de deux actions successives liées à des conditions climatiques différentes.

Il semble donc que les dépôts hétérométriques qui nappent la base de tant de versants portugais soient la résultante et le témoignage d'une succession complexe d'oscillations climatiques faisant alterner des phases froides et tièdes, sèches et humides, et que — fort probablement — cette succession a été différente selon les lieux, en fonction de situations géographiques très variées.

Cet ensemble de faits, et les interprétations qu'ils suggèrent, amènent à penser que l'agencement climatique régional du Portugal a varié sensiblement au cours du Quaternaire. Si le rythme saisonnier a dû toujours rester de type méditerranéen, le gradient thermique altitudinal et latitudinal, le contraste entre les régions océaniques et continentales, l'altitude et l'orientation de l'optimum pluviométrique en montagne ont pu se modifier considérablement selon que variaient la température des eaux océaniques, la fréquence et la trajectoire des dépressions, la durée et les caractéristiques des masses d'air dominantes.

Souhaitons que la prolongation et l'intensification des recherches pédologiques, palynologiques, sédimentologiques et géomorphologiques fournissent peu à peu les bases d'une série de cartes paléoclimatiques du Portugal montrant comment s'agençaient, du Nord au Sud, en fonction de l'altitude, de l'exposition et de la continentalité, les nuances climatiques d'une série de périodes dont il s'agira en même temps de mesurer la durée et de fixer la date relative et absolue.

D'ores et déjà, on ne peut manquer d'être frappé par les sensibles différences qui se manifestent entre l'évolution climatique quaternaire des deux façades atlantiques symétriquement situées de part et d'autre du détroit de Gibralt

tar <sup>(24)</sup>. S'il peut paraître bien ambitieux de confronter quelques rares résultats préliminaires à un corps d'observations et d'interprétations constituant un ensemble d'une ampleur et d'une solidité comme il en existe peu au monde, il n'est pas moins vrai que certains contrastes sautent dès l'abord aux yeux: a) multiplicité des niveaux de terrasses caractérisées par des dépôts bien différenciés et multiplicité des marques de glaciations au Maroc, rareté relative des indices d'une évolution quaternaire multicyclique au Portugal où existent sans doute au long de certains cours d'eau des systèmes de terrasses étagées <sup>(25)</sup>, mais où bien des versants et bien des vallées présentent une unité de modelé frappante liée à la prépondérance d'un système d'érosion actuel ou passé; b) alors qu'au Maroc la dernière période froide (Würm) paraît atténuée par rapport aux plus anciennes, c'est la seule qui ait laissé des marques nettes et indiscutables au Portugal; c) par contre, il existe des phases récentes, probablement interglaciaires, d'altération relativement intense au Portugal (avec abondante production de kaolinite et parfois de gibbsite), alors qu'au Maroc il faut remonter jusqu'au Villafranchien pour trouver une période où la kaolinite se soit formée de façon significative.

Le décalage en latitude paraît donc suffisant pour que les oscillations climatiques qui ont affecté le globe au Quaternaire aient assumé des faciès fort différents au Portugal et au Maroc.

Il serait en conséquence de mauvaise méthode de tenter d'appliquer au Portugal le schéma marocain, quelles que

<sup>(24)</sup> On trouvera des mises au point récentes sur la stratigraphie classique du Quaternaire marocain et sur les problèmes qu'elle soulève dans: G. BEAUDET, G. MAURER et A. RUELLAN, «Le Quaternaire marocain. Observations et hypothèses nouvelles», *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, 1967, p. 269-310 et G. BEAUDET, «Le Quaternaire marocain: état des études», *Revue de Géographie du Maroc*, 1971, p. 3-56.

<sup>(25)</sup> Voir, par exemple, les études les plus récentes concernant la vallée du Minho: C. TEIXEIRA, «Os terraços da parte portuguesa do rio Minho», *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 1952, p. 221-245, et H. NONN, «Les terrasses du Rio Miño inférieur. Localisation et étude sédimentologique», *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 1967, 12 p.

soient sa commodité et sa validité probable, fortement nuancée cependant par les recherches les plus récentes qui montrent l'importance des variantes régionales. Quelques coïncidences apparentes, comme celle qui inciterait à rapprocher les colluvions rouges des bas versants schisteux du Portugal et le niveau soltanien du Maroc, se heurtent à de bien plus nombreuses différences: par exemple, il ne paraît exister au Portugal rien de semblable aux encroûtements calcaires généralisés du Tensiftien <sup>(26)</sup>, tandis que la tendance actuelle de la plupart des cours d'eau portugais à entailler leur plus récent fond alluvial s'oppose au remblaiement d'époque historique des cours d'eau marocains (terrasse rharbienne).

La publication récente d'une carte géologique au 1:1 000 000 du Quaternaire portugais est présentée par son auteur comme une première tentative sommaire <sup>(27)</sup>. Elle pouvait difficilement être autre dans l'état actuel des recherches et a le mérite de faire le point de la plupart des dépôts connus en 1969, tout en montrant combien leur étude est encore insuffisante. Un grand travail de prospection, d'analyse et de corrélation s'impose pour que progresse la connaissance de l'évolution géomorphologique quaternaire au Portugal.

SUZANNE DAVEAU

#### SUMMARY

*Some examples of quaternary evolution of the slopes in Portugal.* First attempt at presentation and classification of slope deposits in Portugal. Two main types may be distinguished: angular pebbles resulting from the action of frost, heterometric soliflual deposits produced in a humid climate.

In the mountainous regions, today, the action of frost would appear to prevail above a height of 1750 m (Serra da Estrela), whereas

<sup>(26)</sup> Il faut toutefois noter l'existence locale de hauts niveaux de tufs calcaires (surtout dans les régions de Condeixa et de Cano) qui, par leur position topographique, ne peuvent être rapportés qu'à un Quaternaire assez ancien.

<sup>(27)</sup> *Carta Geológica do Quaternário de Portugal*, Serviços Geológicos de Portugal (1969), *Notícia explicativa* de G. ZBYSZEWSKI, Lisboa, 1971, 39 p.



PL. I, A — Dépôt de pente ayant alimenté une terrasse de kame contemporaine du maximum de la glaciation, 1 km à l'Ouest de Manteigas, vers 970 m d'altitude.



PL. I, B — Dépôt de pente stratifié de blocs granitiques anguleux de différentes tailles, sur le grand versant exposé à l'Est dominant Manteigas. Coupe observée vers 1000 m d'altitude.



PL. II, A — Désagrégation superficielle du granite sur le plateau de Torre, vers 1950 m d'altitude.



PL. II, B — Solifluction superficielle sous gazon, vers 1850 m, à l'amont du cirque de Candeeiros.





PL. III, A -- Coulée de blocs, aujourd'hui colonisée par la végétation, sur le versant méridional de la coupole de Torre, vers 1900 m d'altitude.



PL. III, B -- Vue générale du versant oriental de Alto da Pedrice dominant la vallée de la Ribeira de Alforfa. Au premier plan, cirque glaciaire; au second plan, ravinements mordant dans un granite grossier altéré, puis versant réglé couvert d'éboulis périglaciaires correspondant à un granite plus fin.

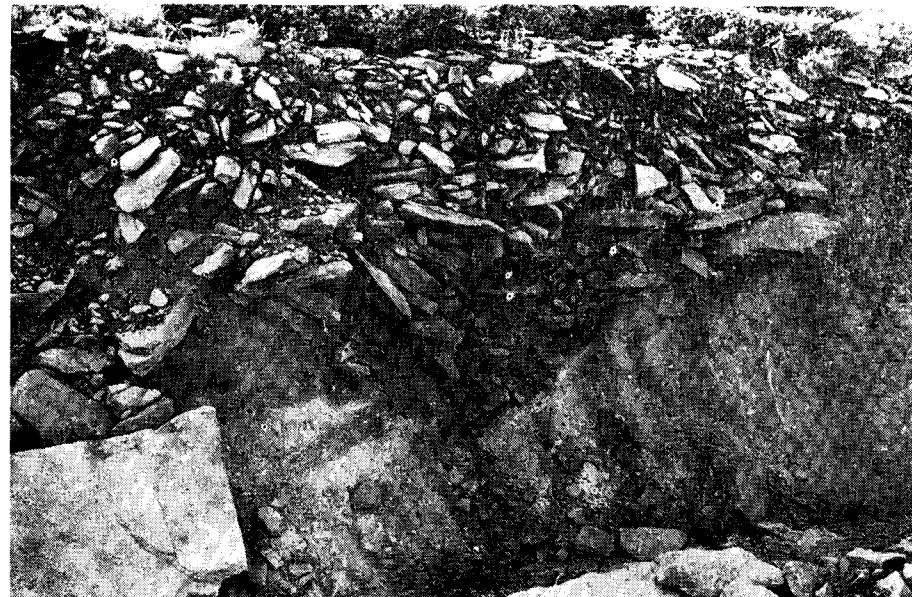




PL. IV, A -- Aspect général de la partie supérieure de la coulée de blocs du versant oriental de Alto da Pedrice.



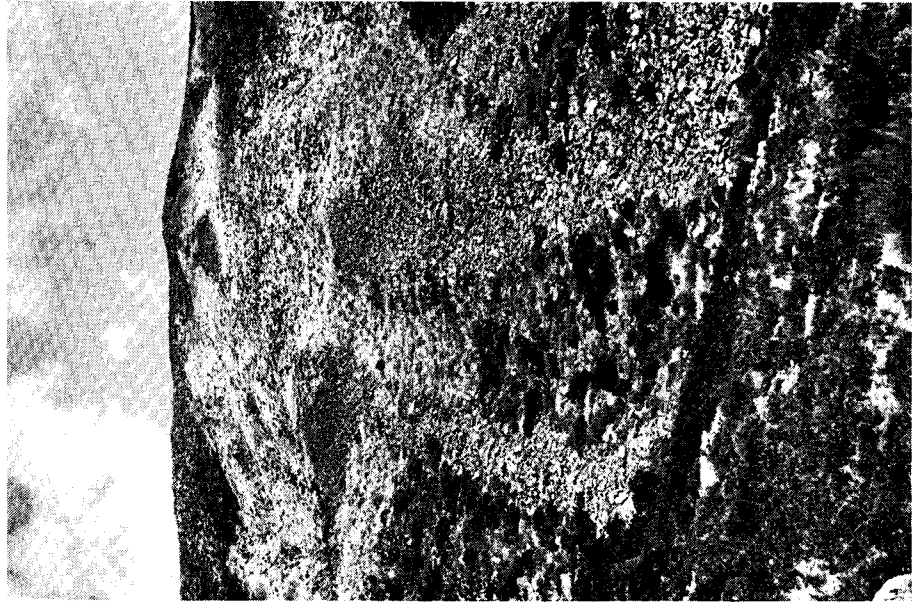
PL. IV, B -- Aspect de détail montrant des blocs redressés presque à la verticale et des blocs horizontaux présentant de petites mares sur leur face supérieure. Au fond, cirque et moraine de la haute vallée de la Ribeira de Alforfa.



PL. V, A — Dépôt de blocs anguleux nappant un versant en pente douce exposé au Sud-Est, près du lac de barrage de Vale de Rossim sur le haut Rio Alva (1450 m).



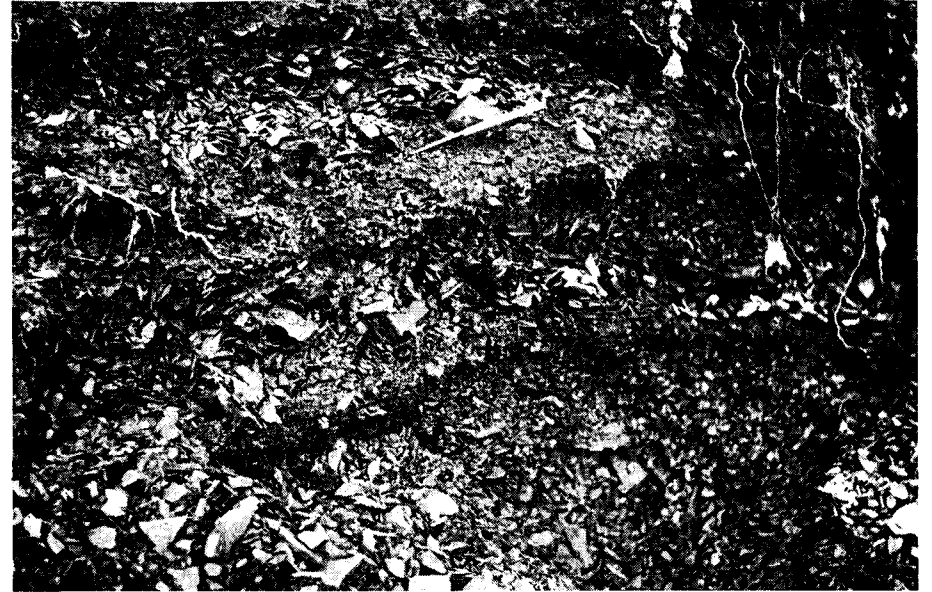
PL. V, B — Dépôt de sable lité incorporant des blocs hétérométriques de granite sur le versant septentrional en pente douce de Alto da Pedrice (1650 m).



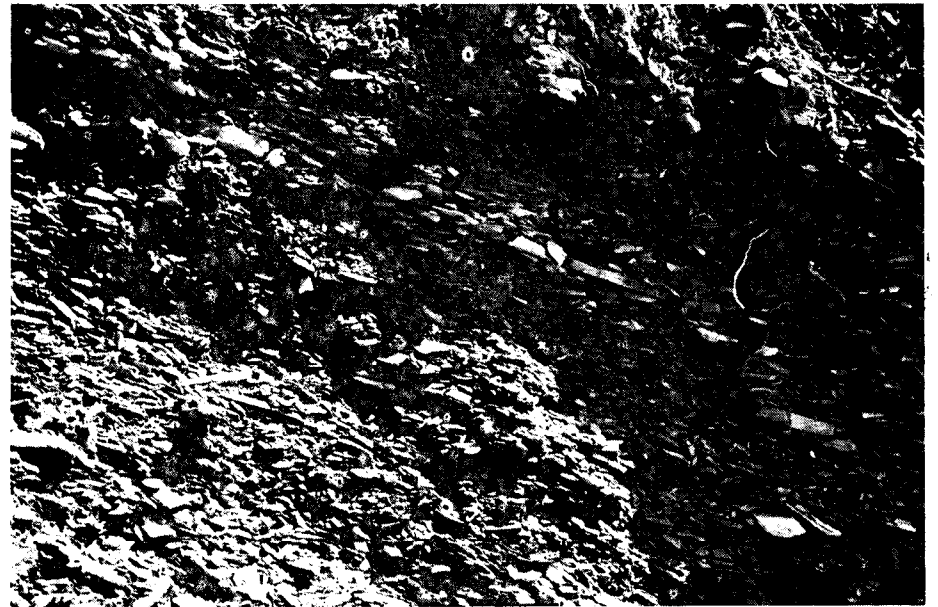
PL. VI, A — Versant oriental de Alto da Pedrice.  
Stades d'évolution de la coulée de blocs: structure  
*open-work*, colonisation par la végétation ou morsure  
de ravine récents.



PL. VI, B — Dépôt de versant dans la vallée du  
Zézere près de S. Gabriel (route de Leandres).  
Blocs hétérométriques, rugueux et anguleux  
de granite fin, matrice sableuse.



PL. VII, A — Éboulis ordonné sur le versant nord-ouest de la Serra Vermelha, vers 850 m, cf. fig. 3. Alternance de lits fins et plus grossiers, ceux-ci affectés par une cryoturbation contemporaine du dépôt.



PL. VII, B — Éboulis ordonné sur le versant méridional de la Serra Vermelha, vers 830 m, cf. fig. 3. Débris plus grossiers qu'en A (comparer la taille des canifs sur les 2 photos) et alternance beaucoup moins nette de lits de granulométrie différente.



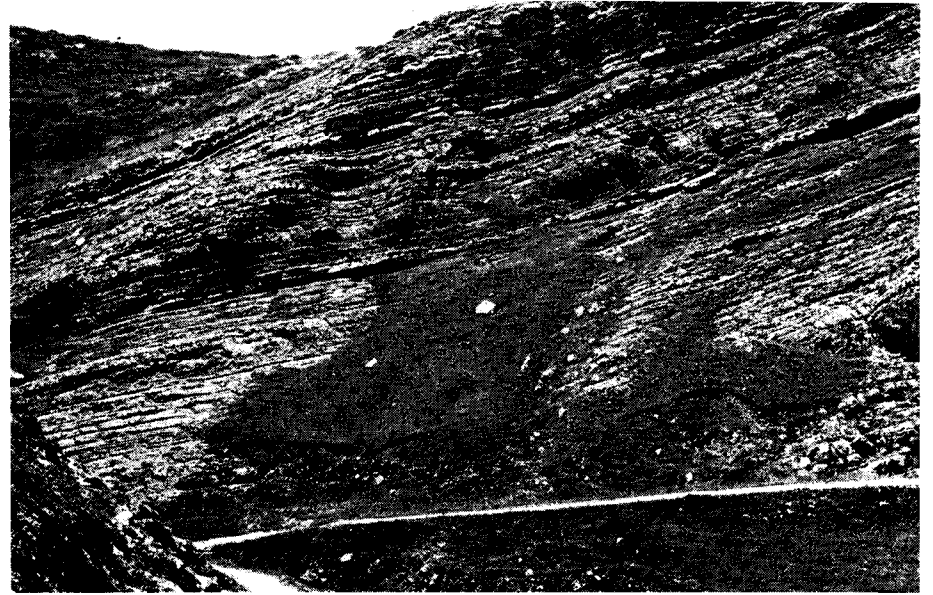
PL. VIII, A — Vue générale du versant de rive gauche du Rio Ceira à Porto da Balsa. Versant réglé encore largement nappé de géliфраacts. Ravinements ravivés par l'entaille récente de la route. Cf. fig. 4.



PL. VIII, B.—Détail des ravinelements montrant la stratification parallèle à la pente, la finesse des débris et l'épaisseur considérable du dépôt.



Pl. IX — Méandre abandonné de Fundão dans la vallée de la Ribeira de Sertá. Cf. fig. 5.



PL. X, A --- Versant occidental de la Serra de Boa Viagem dominant directement l'océan. Le versant réglé de calcaires liasiques est encore en partie nappé de gélifraacts.



PL. X, B --- A son extrémité septentrionale, la base de ce même versant est recouverte de sables dunaires inactuels interstratifiés de cailloutis anguleux.





PL. XI, A — Vallon côtier suspendu à 30 m d'altitude, situé entre le Fort du Guincho et le Cabo da Roca, remblayé sur une épaisseur de plusieurs mètres par des cailloutis anguleux.



PL. XI, B — Vallon affluent du Rio Lisandro, situé à 600 m à l'Est de la chapelle de Senhora do Ó, à demi comblé par des éboulis ordonnés. Cf. fig. 12.



frost is unknown along the littoral to the south of the mouth of the Mondego.

Dating from the last cold period, at high altitudes one notices vast block-fields capable of completely covering gentle slopes (Serra da Estrela, Minho). The steep slopes of the large valleys are often covered with talus, more or less heterometric and large, depending upon the type of rock. In the schist mountains of the Cordilheira Central, it is the «éboulis ordonnés» (bedded-rock fragments) which prevail and cover numerous slopes. At the bottom of the valleys, below an altitude of 800 m, the slope deposits are rarer since they have often been destroyed by recent erosion from rivers. Moreover, they have more complex facies, because the rock-fragments broken up by the action of frost alternate with heterometric deposits, often reddish, which generally contain a high proportion of kaolinite (fig. 6).

On the western littoral, bedded-rock fragments of frost origin, are to be found as low as sea-level. The forms and deposits preserved on the western slope of the limestone chain of Candeeiros (wind-driven sands, angular limestone «breccia», bedded rock-fragments, rock-cones, gullies, cockpits) enable one to reconstruct a series of quaternary episodes which demonstrate a complex climatic evolution where cold and warm, dry and damp phases have alternated (fig. 7-11). The forms of the lower valley of the River Lisandro allow one to associate the forms of continental erosion and certain slope deposits with the rises and falls in sea-level. The steep slopes modelled according to a low sea-level and buried at their base by flandriien alluviation are still covered by an angular deposit produced by frost action (fig. 12-14).

In conclusion, the main problems raised by these observations may be put forward. Did the cold phases in the mountain and littoral areas take place at the same time? What were the climatic characteristics of the interglacial phases? To what extent had the regional climatic oppositions been maintained, or had they been modified? The differences between the quaternary climatic sequence in Morocco and Portugal are at last laid down.