

GARCIA DE ORTA

SÉRIE DE GEOLOGIA

VOL. 1 • N.º 3 • 1974



REVISTA DA
JUNTA DE INVESTIGAÇÕES CIENTÍFICAS DO ULTRAMAR

L I S B O A

Sala
Est.
Tab.
N.º

JUNTA DE INVESTIGAÇÕES CIENTÍFICAS DO ULTRAMAR

GARCIA DE ORTA

SÉRIE DE GEOLOGIA

Vol. 1 • N.º 3 • 1974

CORPO EDITORIAL

J. LIMA DE FARIA
FRANCISCO MENDES
L. CELESTINO SILVA

Preço de cada número 25\$00

Os pedidos de assinatura, ou de número avulso, devem ser dirigidos ao Serviço de Publicações da JUNTA DE INVESTIGAÇÕES CIENTÍFICAS DO ULTRAMAR, Avenida da Ilha da Madeira (Restelo), Lisboa-3

Note préliminaire sur la géologie de l'île de Boa Vista (Cap-Vert)

A. SERRALHEIRO, C. A. MATOS ALVES, J. ROCHA MACEDO
& L. CELESTINO SILVA

Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar,
Junta de Investigações Científicas do Ultramar, Lisboa

(Recebido em 3-VII-1974)

Une des caractéristiques pétrologiques les plus importantes de l'île de Boa Vista c'est la valeur très élevée du rapport volumétrique des roches felsiques, notamment celles du cortège trachyte-phonolite, et des roches mafiques du cortège basaltique. Une des conséquences principales de ce fait est l'énorme représentation des formations pyroclastiques (tuffs, brèches, ignimbrites, etc.). La base stratigraphique actuelle de l'île est un complexe éruptif interne, ancien (CA), pour la plupart de nature phonolitique. C'est dans ce complexe qu'on rencontre les syénites néphéliniques, portant parfois des silicates de zirconium et des paragenèses d'altération très intéressants. Sur le complexe antérieur s'édifie le complexe de mont Passarão formant ici et là des reliefs imposants par son allure, constitués par des phonolites, des brèches et des ignimbrites. Ce complexe est surmonté par la formation de Fundo de Figueiras exclusivement formé par des roches basaltiques continentales et sousmarines. Certaines de ces laves portent des grosses enclaves de carbonatites au pyrochlore, fluorine, etc. Vers le haut stratigraphique on rencontre alors la formation de mont Caçador: des phonolites en discordance angulaire avec la série de Fundo de Figueiras et aussi avec celle de mont Passarão. Une dernière série phonolitique (formation de Pico Forcado) se trouve à plusieurs endroits dans l'île mais leurs manifestations les plus importantes sont celles que forment les reliefs orientaux formés par des roches bréchoïdes (Estância, Gombesa, etc.). Après la déposition des roches sédimentaires soit continentales soit marines a eu lieu à nouveau un épanchement de roches basaltiques (formation de Chão de Calheta) en des coulées sub-aériennes et sousmarines, au facies ankaratritique. La dernière phase éruptive de nature basaltique connue à Boa Vista a donné naissance à des édifices volcaniques assez petits en forme de cônes asymétriques formés par des pyroclastites. Les sédiments postérieurs sont soit plistocéniques soit holocéniques, des calcarénites ou des sables.

A ilha da Boa Vista apresenta relevo muito evolucionado; as maiores alturas não ultrapassam 400 m. A morfologia dominante são as grandes zonas aplanadas, que constituem um dos aspectos mais peculiares da paisagem, ao lado das dunas. Do ponto de vista petrológico, uma das características mais importantes que caracterizam, no conjunto, as rochas da Boa Vista é o valor elevado da razão volumétrica entre as rochas félsicas e as do cortejo máfico. As primeiras são essencialmente traquitos, traquifonólitos e fonólitos, as últimas do cortejo basáltico. Tal característica tem paralelo no arquipélago canário, onde na ilha de Tenerife os autores espanhóis detectaram e salientaram devidamente facto idêntico. No cortejo de rochas félsicas abundam as formações piroclásticas e brechóides. A base estratigráfica actual da ilha é o complexo eruptivo interno, antigo (CA), essencialmente fonolítico, onde se encontram as rochas granulares, siení-

tics, nefelínicas, tendo às vezes silicatos de zircónio e paragénese de alteração muito interessantes. Sobre o complexo anterior edifica-se o complexo do monte Passarão, formado por fonólitos, brechas e ignimbrites. Sobre ele assenta a formação de Fundo de Figueiras, exclusivamente formada por basaltos, em que algumas escoadas apresentam encraves de rochas carbonatíticas com pirocloro, fluorite, etc. Mais para o topo da série encontra-se a formação do monte Caçador: fonólitos em discordância com a série de Fundo de Figueiras e com a do monte Passarão. Uma última série fonolítica (formação de Pico Forcado) encontra-se em vários locais da ilha (por exemplo, monte Estância, Gombesa, etc.). Após a formação de rochas sedimentares continentais e marinhas deu-se, novamente, derramamento de rochas basálticas que formam a série de Calheta, que inclui lavas em almofada. A última fase eruptiva, também basáltica, originou edifícios vulcânicos de pequeno porte, cones assimétricos formados por material essencialmente piroclástico. Os últimos sedimentos são plistocénicos e holocénicos, arenosos e calcareníticos.

INTRODUCTION

L'île de Boa Vista est une des dix îles de l'archipel du Cap-Vert dont l'intérêt scientifique ne fait que grandir. Avec une surface de 620 km² l'île de Boa Vista a une longueur maximum nord-sud d'environ 29 km et une largeur proche de 31 km. Du point de vue morphologique c'est une île très évoluée, au relief assez atténué: le plus haut de ses sommets, le Pico Estância, situé vers le sud-est, atteint à peine 390 m. Outre cette élévation il y en a six autres dont les altitudes dépassent les 300 m. La zone la plus montagneuse se déploie depuis la côte sud-est jusqu'au littoral nord. Toutefois la morphologie dominante de l'île est l'aplanissement qui constitue un de ses aspects les plus intrigants.

Les rivières, en nombre assez réduit pour une aussi vaste surface, sont néanmoins longues et sinueuses, aux profils longitudinaux qui révèlent un état d'équilibre très évolué.

La plupart des surfaces planes montre une régularité étonnante, surtout celles du littoral en rapport avec des niveaux quaternaires de la mer. Là, on a des plateformes d'abrasion ou des couvertures calcaires. Les falaises littorales sont assez rares et basses. Toutefois il y en a de hautes et très étendues en rapport avec des littoraux anciens. On doit à Bebiano (1932) et à Mendes Victor (1970) les travaux antérieurs sur l'île de Boa Vista.

La Mission Géologique du Cap-Vert ⁽¹⁾ a fait la cartographie géologique fondamentale à l'échelle proche du 22 millième sur des photos aériennes, pendant deux courts séjours dans l'île.

(1) La Mission a été constituée par les auteurs et par les géologues A. Mota Gomes (Brigada de Águas Subterrâneas de Cabo Verde) et Nuno Fernandes (Faculdade de Ciências de Lisboa).

La présente note préliminaire fait état des principales données jusqu'ici.

Une des caractéristiques pétrologiques les plus importantes de l'île de Boa Vista est la valeur élevée du rapport volumétrique des roches felsiques, notamment celles du cortège trachyte-phonolite et des roches mafiques du cortège basaltique. Cette caractéristique a aussi été décelée dans l'île de Tenerife (Canaries) et les auteurs espagnols l'ont déjà mise en valeur (Araña & Brändle, 1969). L'abondance anormale de roches granulaires dans cette île, toujours du groupe felsique, n'est pas de moindre importance. Elle n'a de parallèle qu'à Maio (Cap-Vert) où d'ailleurs le rôle principal revient aux roches gabbroïques (Serralheiro, 1970).

L'énorme représentation des formations pyroclastiques (tuffs, brèches, ignimbrites, etc.) est en rapport avec la nature chimique des matériaux, les énormes concentrations des produits volatiles et les phénomènes d'ouverture des cheminées. On doit encore signaler qu'ici comme dans d'autres îles de l'archipel du Cap-Vert, on vient de découvrir des carbonatites. Mais, au contraire de ce qui se passe à Santiago (M. Alves *et al.*, 1971), Maio (Serralheiro, 1970), etc., où ils affleurent, ici on ne les connaît qu'à l'état d'enclaves dans des basaltes anciens. Dans cette première phase de notre travail, il n'est pas surprenant qu'on ne dispose pas encore de données chimiques. Plus loin, nous donnerons les principales caractéristiques géologiques et pétrographiques de l'île de Boa Vista, dans l'état actuel de nos connaissances.

COMPLEXE ÉRUPTIF INTERNE, ANCIEN (CA)

Cette désignation s'applique à une assez vaste région limitée grossièrement par les directions liant Rabil, Passarão, Santo Tirso et Santo Antó-

nio et s'étalant depuis la partie centrale de l'île jusqu'au littoral ouest.

Les roches du complexe éruptif constituent la base stratigraphique de toute la série au niveau actuel d'érosion et sont pour la plupart de nature phonolitique. Dans certaines zones on observe des structures orientées sans pouvoir toutefois les identifier. Si en certains endroits on croit pouvoir les attribuer à des filons ou à des filons-couches, en d'autres il semble s'agir d'anciens lambeaux de nappes repris par la croissance progressive de l'appareil volcanique.

Parmi les roches constituant le CA, il faut distinguer les syénites et les formations brècheïdes de nature générale. Ces dernières occupent de grandes surfaces, surtout entre le mont Amador et Jerónimo. Les brèches semblent dues à des mécanismes d'explosion interne mais leur énorme développement horizontal rend l'interprétation difficile. On connaît d'autres affleurements de brèches sur la zone nord et nord-ouest du mont Santo António, cependant les énormes nappes de crue qui couvrent cette région rendent impossible l'idée exacte de l'aire qu'elles occupent. Les syénites montrent, sur les échantillons recueillis, deux aspects différents. Celles de la région du Rabil à grain grossier et néphéliniques présentent des veines pegmatitiques et aplitiques. Elles sont constituées essentiellement par du feldspath potassique perthitique, néphéline, aegyrine et/ou aegyrine-augite et une clin amphibole alcaline très dispersive. On doit remarquer l'existence d'une quantité importante de lävenite et moins grande d'eudialyte, silicates de zirconium qu'on signale pour la première fois dans les îles de Cap-Vert. Les plus importantes concentrations d'eudialyte sont en rapport avec des différenciations à grain très fin (Estância de Baixo).

Outre les minéraux cités on trouve aussi, parfois, une perowskite brun-rougeâtre, du sphène, des zéolites et de la magnétite.

Les syénites à l'est du mont Santo António sont néphéliniques-analcimiques et la lävenite et l'eudialyte qu'on y trouve parfois sont rares; l'aegyrine, l'amphibole alcaline, les perowskites, les zéolites et la biotite sont aussi représentés.

Les roches syénitiques de la zone du mont Santo António couvrent certains filons phonolitiques tout en étant elles mêmes traversées par d'autres. Les premiers sont des roches à grain très fin sans structure trachytique typique, essentiellement feldspathiques portant de l'aegyrine et/ou aegyrine-augite, où on n'a pu identifier de

feldspathoïdes. Les derniers sont des phonolites à pâte très serrée, un peu sphérolitique, altérée, où se détachent les phénocristaux de sanidine, néphéline, analcime et un pyroxène ferrisodique.

Les roches des intrusions syénitiques de la zone Salamanca-Morrinhona semblent (sur le terrain) différentes des antérieures. Ce sont des leucosyénites essentiellement formées par des perthites et plus rarement montrant des mafites transformées en des agrégats micacés et opaques. Par endroits on peut observer un faciès porphyrique. La néphéline aussi bien que l'analcime, l'aegyrine et l'aegyrine-augite n'ont été identifiées que rarement dans ces roches. Leurs affleurements occupent la plus grande surface. Il y a de nombreux filons phonolitiques vitreux qui les recourent; ils sont toujours constitués par du verre à indice inférieur à celui du baume du Canada, portant des microlites de sanidine, néphéline et du pyroxène vert, à côté des minéraux opaques. Dans le verre, brunâtre, on peut observer des phénomènes de dévitrification avec formation d'agrégats sphérolitiques à peine identifiables.

Appartenant aussi au CA, il y a entre le mont Amador et Jerónimo une structure radiale formée par des nombreux filons de nature basaltique. Dans la zone nord-est du mont Santo António il y a aussi des filons basaltiques qu'on peut suivre longuement; quelques-uns sont en rapport avec la structure citée. On n'a pas pu mettre en parallèle ces filons avec les trois séries basaltiques mises en évidence dans l'île de Boa Vista.

Dans la zone de Jerónimo, il y a un affleurement de roche sédimentaire qu'on attribue aussi au CA. C'est un petit conglomérat métamorphisé par des actions magmatiques.

COMPLEXE DU MONT PASSARÃO (φ_1)

Ce complexe est constitué par une série phonolitique de coulées sub-aériennes, des filons, des brèches et des ignimbrites.

L'aire occupée par cette formation, qui forme des reliefs assez importants, se prolonge depuis le versant sud-est du Pico Forcado jusqu'à Bafureira. Les phonolites de cette formation sont recouverts partiellement par d'autres plus modernes et on peut les voir affleurer, par exemple, sur une élévation située à l'ouest de João Galego et Cabeço de Tarafes. On peut suivre ces affleurements vers le sud tout au long de la falaise à l'ouest de la rivière Renca.

Les roches sont presque exclusivement formées par de la sanidine et de l'aegyrine-augite

formant des agrégats très serrés, feutrés, à structure fluidale. Les échantillons observés sont à grains de dimension variable, mais toutefois à rapporter au même type pétrographique trachytique-phonolitique. À vrai dire, étant donnée la finesse du grain on n'a pas pu mettre en évidence des feldspathoïdes.

Les roches montrent des aires de forme ovale aux minéraux frais à côté des aires où les minéraux semblent très altérés, ce qui donne aux exemplaires un aspect tacheté qui frappe l'œil.

Toute la formation est très diaclasée et leur inclinaison est toujours vers le sud-ouest.

Une grande difficulté qu'on n'a pu surmonter en étudiant cette formation est celle de leur contact avec le CA. La seule zone où on pouvait s'attendre à le voir était complètement noyée par des dépôts de crue.

FORMATION DE FUNDO DE FIGUEIRAS (β_1)

Par ce nom on veut caractériser une formation exclusivement formée par des roches basaltiques, en coulées et en filons. On a mis en évidence deux faciès: un continental et un autre sous-marin; ce dernier formant des laves en coussins entre Curralinho et Rocha Estância. Les roches de cette formation affleurent sur le côté est de l'île; on peut les voir depuis la partie nord de Calhau jusqu'au Pico Estância, suivant les reliefs très importants qui encadrent la rivière Renca. L'affleurement s'élargit vers le littoral, pour y disparaître sous des roches plus modernes.

Dans cette région, malgré l'état d'érosion des roches, on ne voit sous les coulées aériennes aucun affleurement de laves en coussins.

Les roches au faciès continental sont des basaltes à périclone abondant et pyroxène assez peu important, dans une pâte totalement cristalline où on peut voir du plagioclase basique. Au contraire, on ne voit pas de feldspathoïdes. La roche est complètement criblée de minéraux métalliques.

Les roches au faciès marin sont des basanites où les feldspathoïdes se rencontrent soit dans le verre, abondant, soit encore dans la pâte de la roche presque entièrement constituée par des augites titanifères. Le périclone est plutôt représenté dans la phase phénocristalline. Le verre est de couleur brune. Sur les bords des cristaux de périclone on voit une altération de couleur jaune-orange.

Quant aux filons on a surtout trouvé deux types: ceux dépourvus de feldspath et surtout constitués par des augites presque toujours titanifères et ceux du faciès basaltique, sans périclone, essentiellement pyroxénique portant toujours des feldspathoïdes.

Sur le côté sud-ouest de l'île il y a une autre zone dont les roches ont été attribuées à cette même formation de Fundo de Figueiras à cause de leur position stratigraphique.

Les basaltes du complexe de Fundo de Figueiras sont en contact avec les roches phonolitiques du mont Passarão suivant une direction rectiligne d'orientation nord-sud, correspondant à une faille qu'on peut voir au sud-ouest de João Galego où en outre il y a des filons basaltiques coupant des phonolites.

Cette faille a été interprétée par Mendes Victor (*op. cit.*) d'après ses études géophysiques de l'île de Boa Vista. La localisation proposée par cet auteur coïncide exactement avec le contact rectiligne déjà cité. Soit par les observations sur le terrain soit par celles de la géophysique, on doit attribuer une très grande importance à cette faille qui est peut-être responsable de tout le volcanisme basaltique fissural de cette série.

Un fait très important est l'occurrence de carbonatites dans ces laves. Ces carbonatites portant du pyrochlore sont associés à des occurrences de fluorine et de quartz euédrique et feront l'objet d'une prochaine étude.

Quand on suit les lits des rivières on voit apparaître ici et là, sous des basaltes, des niveaux de matériaux pyroclastiques et des brèches basaltiques dont on ne connaît ni l'extension ni la position relative dans la série éfusive. À maintes reprises on a pu mesurer l'inclinaison des couches qui varie entre 8° et 10°.

FORMATION DU MONT CAÇADOR (ϕ_c)

Les roches de cette formation sont presque exclusivement de la famille phonolitique. La série est constituée par des coulées très épaisses de roches trachytiques dont la granularité est si petite qu'elles sont presque indéchiffrables au microscope. Formées par une pâte presque aphanitique, on y voit néanmoins des minéraux felsiques, feldspaths et feldspathoïdes.

Une caractéristique particulière de ces roches est leur structure perlitique ou sphérolitique dont on ne peut pas dire si c'est un phénomène primaire ou secondaire. La base de ces coulées est

souvent bréchoïde. Les roches sont très altérées et les coulées plongent très peu vers la direction nor-nord-est ou nord-est.

À Nha Cancela, au nord-est du mont Caçador, il y a une structure semicirculaire qu'on peut peut-être admettre comme une des structures émissives du matériel phonolitique de cette série.

Les roches du mont Caçador sont en discordance angulaire avec les phonolites du complexe du mont Passarão sur lesquelles elles s'appuient et aussi avec les basaltes de la formation de Fundo de Figueiras comme on peut le voir tout au moins au mont Calhau.

Sur le Pico Estância, presque sur l'extrémité sud-est de l'île, on voit sous les coulées phonolitiques les basaltes de la formation de Fundo de Figueiras en position presque horizontale. Ici on peut penser qu'il n'y ait pas de discordance sans que toutefois la petitesse des affleurements nous en laisse la certitude.

FORMATION DE PICO FORCADO (φ_2)

C'est encore une formation essentiellement phonolitique composée par des coulées subaériennes très épaisses ayant la base scoriacée ou bréchoïde. Les roches de cette formation se trouvent en plusieurs endroits de l'île, mais les affleurements les plus importants sont ceux qui constituent les reliefs orientaux. Les premiers affleurements font partie du mont Estância et constituent des lambeaux assez restreints. Plus au nord, sur le mont Pico Forcado, il y a une cheminée occupant la partie supérieure de ce relief, constituée par une phonolite à feldspathoïdes cubiques très altérés et de l'analcime, entourée par une brèche épaisse et très développée dont un prolongement vers le nor-nord-est semble de nature ignimbrique. La roche prend un aspect plus compact au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la cheminée.

Certaines des coulées de cette formation sont très bréchiques et on y trouve des enclaves variées surtout de basalte, presque toujours en morceaux assez petits. Même si quelques coulées phonolitiques des formations plus anciennes peuvent montrer des enclaves basaltiques, dans nulle autre elles ne sont aussi abondantes que dans celles-ci.

C'est en se basant sur ces caractéristiques et sur le facies de la roche phonolitique porphyrique, qu'on attribua à la formation de Pico Forcado les zones des reliefs de Rocha Estância et Rochinha, stratigraphiquement isolés, sur la côte

ouest, respectivement dans la région nord et sud de l'île.

En faisant cette corrélation on prend le risque de les considérer dans une position stratigraphique plus élevée que la leur. Une autre possibilité d'encadrement c'était de les considérer dans la formation du mont Caçador, en se basant sur l'importance de leurs enclaves basaltiques et de l'état d'altération et de l'évolution des diaclases.

À la base des premières émissions du mont Rocha Estância, il y a un conglomérat épais, grossier, témoignant d'une importante période d'érosion.

Cette roche est percée par une cheminée aux proportions assez imposantes constituée par une brèche avec des éléments lithiques et des minéraux, dans une pâte microbréchoïde à structure fluidale où on peut identifier de la néphéline très altérée, des feldspaths non maclés et de rares minéraux mafiques. L'ouverture supérieure de cette cheminée semble dessiner une cratère. C'est peut-être de cette ouverture qu'ont été issues les coulées qu'on voit à Rocha Estância et celles formant le petit relief qu'on peut voir un peu au sud-ouest, sur le mont Gombesa.

Les phonolites qui forment les coulées de Rocha Estância sont essentiellement à structure fluidale et bréchique, à pâte largement vitreuse, où se noient des éléments feldspathiques et des feldspathoïdes. La base des coulées phonolitiques du mont Rocha Estância est constituée par du verre volcanique assez épais pouvant atteindre plus d'un mètre et demi, où l'on peut aussi trouver des enclaves de basalte. C'est un vitrophyre à pâte brune où baignent des cristaux de sanidine, de la néphéline, un pyroxène vert et des minéraux opaques.

Toute la série est inclinée de 10° vers le sud. Un peu au sud-est de Rocha Estância il y a un petit dôme endogène de roche phonolitique, le mont Conde. Dans cette partie de l'île il y a plusieurs affleurements de ce type, mais ils sont toujours de petites dimensions.

Les phonolites qu'on rencontre depuis Sal Rei jusqu'au Nord de l'île forment surtout des coulées et plus rarement des cheminées (mont Rochinha).

DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES INTERCALÉS

Il y a dans l'île des sédiments marins et continentaux. Sur le versant est du Pico Forcado on a mis en évidence le seul dépôt de rivière

jusqu'à présent connu dans l'île, interstratifié entre les séries basaltiques de Fundo de Figueiras et celles de Chão de Calheta. C'est un dépôt mince aux éléments phonolitiques grossiers mélangés à des produits fins, argileux et sableux.

Les sédiments marins sont largement représentés sur le littoral. On les trouve principalement sur les phonolites du Pico Forcado et au-dessous des laves en coussins de Chão de Calheta.

Ce sont des calcarénites et des calcaires compacts contenant des fossiles, correspondants à des anciennes plages, devenant très friables par altération. Ils sont plutôt abondants du côté de la baie d'Estêvão où on les voit se prolonger sous la mer. À certains endroits ils ont des épaisseurs supérieures à une dizaine de mètres. Les couches calcaires, se prolongeant beaucoup vers l'intérieur de l'île, sont visibles dans les vallées des rivières plus entaillées.

Au sud-ouest du mont Gombesa, tout près du littoral, il y a des dépôts calcaires entre les phonolites et les basaltes modernes. Dans un de ces affleurements on a récolté des *Clypeaster* sp.

FORMATION DE CHÃO DE CALHETA (β₂)

Sur les roches sédimentaires sur-citées on peut voir une série de basaltes sub-aériens et sous-marins. Ce sont des roches à péridot abondant, et plagioclases, ayant la pâte constituée fondamentalement par de l'augite. Les formations sub-aériennes montrent en certains endroits une structure doléritique qui laisse penser à des roches en sills.

Dans les basaltes en coussins, le verre brunâtre est toujours très abondant. Cette série basaltique superposée aux roches sédimentaires est très développée sur presque tout le littoral.

Elle est sans doute la manifestation basaltique la plus importante de l'histoire de l'île. Un fait assez bizarre est l'absence de toute coulée basaltique dans l'intérieur de l'île où on ne trouve que des filons ou des cheminées. Ce fait mène à supposer que les édifices volcaniques ayant peut-être existé étaient trop modestes pour pouvoir résister à l'érosion. Le mont Santo António est le seul témoin des ces appareils.

Les filons sont pratiquement formés, d'augite, de verre et de zéolites, portant en quelques cas de l'amphibole brune fibreuse remplaçant le pyroxène.

Les cheminées, surtout les plus importantes (Santo António), sont constituées par des roches

assez sombres sans feldspath, avec beaucoup de péridot et d'augite (pyr > ol) au faciès ankara-tritique.

Les roches basaltiques sont très répandues sur toute la zone littorale mais c'est surtout entre Rocha Estância et le mont Negro qu'elles sont abondantes. Sur toute cette portion de la côte on peut voir les laves en coussins, très épaisses, surmontées par des coulées sub-aériennes.

Si par ailleurs on peut croire que les laves supérieures puissent avoir donné naissance aux laves en coussins, à certains endroits on voit sans doute qu'il y a eu un période d'érosion entre les deux épisodes éruptifs.

Une caractéristique importante de la région sud de l'île est l'existence d'une large plateforme taillée dans les basaltes jusqu'aux versants du mont Lomba do Medronha situés à l'extrémité sud-est de l'île.

CÔNES PYROCLASTIQUES MODERNES

La dernière phase éruptive de nature basaltique, connue à Boa Vista, a donné naissance à des édifices volcaniques assez petits en forme de cônes assymétriques constitués par des matériaux pyroclastiques. Le plus important est celui du mont Negro. Parfois on peut associer aux cônes des petites coulées.

Sur une petite rivière située du côté nord du mont Negro, on voit que les produits pyroclastiques ont traversé les basaltes de la formation de Chão de Calheta.

Les monts Miguel Nhangá et Vigia ont la partie supérieure constituée par des produits pyroclastiques semblables à ceux du mont Negro. Comme dans celui-ci, il y a des petites coulées associées aux cônes.

SÉDIMENTS PLISTOCÈNES

a) Marins: Correspondants à des anciens niveaux de plage, il y a un peu partout, dans l'île de Boa Vista, des dépôts calcaires et des calcarénites fossilifères. Suivant le schéma connu déjà dans d'autres îles de l'archipel, ces niveaux sont échellonnés depuis le niveau actuel jusqu'à 130 m d'altitude. Pour la plupart ils sont des calcaires compacts donnant naissance à des corniches. Sur la côte nord ces dépôts sont largement représentés depuis le littoral, entre les pointes Antónia et Sal, jusqu'au pied du mont Areia. Dans la région de Rabil il y a aussi un secteur occupé par ces roches.

Sur le littoral sud, jusqu'à Lacacão, affleurent des petits lambeaux, qui disparaissent localement pour reprendre à nouveau sur une grande extension entre Prazeres, Curral Velho et Furna Matias.

Vers le nord, tout au long de la côte, les calcaires forment des affleurements parsemés, démontrant la grande extension primitive de cette formation;

b) Continentaux: Déposées en grande partie sur les sédiments quaternaires il y a des dunes fossiles d'épaisseur variable pouvant atteindre au sud de Rabil une grande puissance. On a affaire à des calcarénites friables à stratification entrecroisée, contenant des gastéropodes pulmonés.

Les dunes sont très répandues, reposant soit sur les calcaires et les calcarénites des plages anciennes, soit sur les basaltes comme on l'observe à Furna Matias. Dans l'état actuel de notre travail il est prématuré de savoir si tous les niveaux de plage connues, par exemple, à Santiago, se repètent à Boa Vista.

SÉDIMENTS HOLOCÈNES

a) Marins: Les dépôts marins actuels des sédiments de plages (repris des sédiments plistocènes). Ils existent pratiquement sur tout le porteur de l'île;

b) Continentaux: Les couvertures arénacées forment, ou non, des dunes occupant des larges

PRINCIPALES FORMATIONS DE L'ÎLE DE BOA VISTA

	Facies continental		Facies marin	Âge	
	Aluvions, dépôts de versant et de crue, sables et dunes.		Sables de plages.	Holocène.	Quaternaire.
	Dunes fossiles, cônes de pyroclastiques.		Dépôts de niveaux de plages jusqu'à 130 m.	Plistocène.	
Formation de Chão de Calheta (β_2).	Série basaltique.	Coulées.	Laves en coussins.	Pliocène.	
		Conglomérat.	Calcarénites et calcaires fossilifères.		
Formation de Pico Formado (φ_2).	Série phonolitique.	Cheminées et cratères, coulées brechoïdes, tufes et ignimbrites à la base.			
		Conglomérat (Rocha Estância).			
Formation du mont Casador (φ_0).	Série phonolitique.	Coulées avec brèches et ignimbrites à la base.			
Formation de Fundo de Figueiras (β_1).	Série basaltique.	Pyroclastiques, filons, coulées avec enclaves de carbonatite et fluorite.	Laves en coussins.		
Complexe du mont Passarão (φ_1).	Série phonolitique.	Filons, coulées, brèches, ignimbrites.			
Complexe eruptif interne, ancien (CA).	Conglomérats, syénites, phonolites (filons, cheminées), syénites séphéliniques, phonolites (brèches, filons, etc.).				

surfaces principalement sur les côtés nord et occidental de l'île. Ce sont des sables marins repris par le vent et emportés constamment vers l'intérieur dans la direction nord-est. Une grande partie des sables regagne à nouveau la mer, mais l'ensablement des zones continentales déprimées est progressive selon le témoignage des anciens de l'île.

Une autre classe de dépôts, peut-être la plus important, est celle des dépôts de crue.

Ils montrent des caractéristiques différentes selon leur situation par rapport aux reliefs: grossiers aux piedmonts, ils sont très fins et en forme de nappes au fur et à mesure qu'on s'éloigne de ceux-là. La plupart des rivières est remplie d'elluvions.

BIBLIOGRAFIA

- ALVES, C. A. MATOS, SERRALHEIRO, A. M., MACEDO, J. R., CRAMEZ, P., SOUSA, A. A., MENDES, F. & GOMES, R. DAVID — «Carbonatitos de Santiago (Cabo Verde)». *Actas do I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica*, tomo II, secção 1, 1971, 563-576.
- ARAÑA, V. & BRANDLE, J. L. — «Variation trends in the alkaline salic rocks of Tenerife». *Bull. Volc.*, 33 (4), 1969, 1145-1165.
- BEBIANO, J. BACELAR — «A geologia do arquipélago de Cabo Verde». *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 18, 1932, 145-165.
- VICTOR, L. A. MENDES — *L'interprétation des mesures gravimétriques et magnétiques aux îles du Cap-Vert et la théorie de l'expansion des fonds océaniques*. Thèse présentée à la Fac. Scienc. de l'Université de Strasbourg (A. I. 5180), 1970.
- SERRALHEIRO, A. — «Sobre as praias antigas de algumas ilhas de Cabo Verde». *Garcia de Orta*, Lisboa, 15 (1), 1967, 123-138.
- *Formações Sedimentares do Arquipélago de Cabo Verde*. Lisboa, Junta de Investigações do Ultramar, 1968, 22 p.
- *A Geologia da Ilha de Maio (Cabo Verde)*. Lisboa, Junta de Investigações do Ultramar, 1970, 103 p.
- TEIXEIRA, C. — Notas sobre a geologia das ilhas Atlânticas». *An. Fac. Ciênc. Porto*, 33 (3-4), 1950, 216-219.
- TORRES, A. SOUSA & SOARES, J. M. PIRES — «Formações sedimentares do Arquipélago de Cabo Verde». *Mem. Junta das Missões Geográficas e de Investigações Coloniais, Sec. Geol.*, 3, 1946, 231-249.



Fig. 1 — Reliefs centraux (vue du sud-est, obtenue de la route de João Galego) : coulées, ignimbrites, etc., appartenant au complexe du mont Passarão (série phonolitique)



Fig. 1 — Versant nord du mont Passarão. Brèche ignimbrétique du complexe du mont Passarão (série phonolitique)



Fig. 2 — Versant ouest de Topo Vermelho. Une des coulées à base ignimbrétique de la formation du mont Caçador (série phonolitique)



Fig. 1 — Versant ouest du mont Rocha Estância. Aspect de la disjunction prismatique et caverneuse d'une coulée de la formation du Pico Forcado (série phonolitique)



Fig. 2 — La cheminée phonolitique de Pico Forcado vue de l'occident

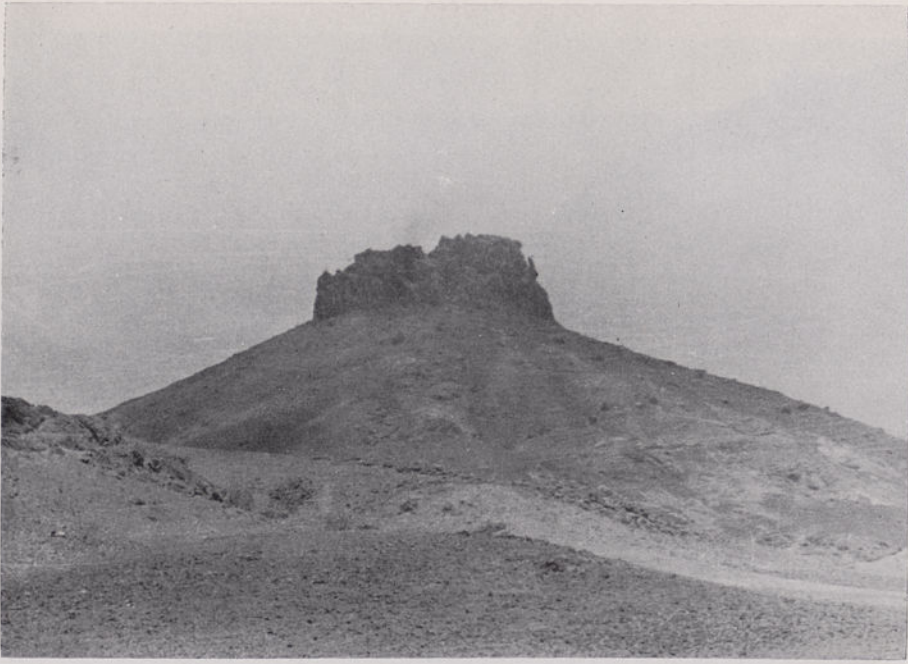


Fig. 1 — Vue prise de l'ouest du mont de Santo António; c'est une cheminée basaltique appartenant à la formation de Chão de Calheta



Fig. 2 — Rivière de Renca à l'est de Rocha Falcão. C'est un conglomérat fluvial qui sépare les séries basaltiques de Fundo de Figueiras (la plus ancienne) e de Chão de Calheta (sur la photo)

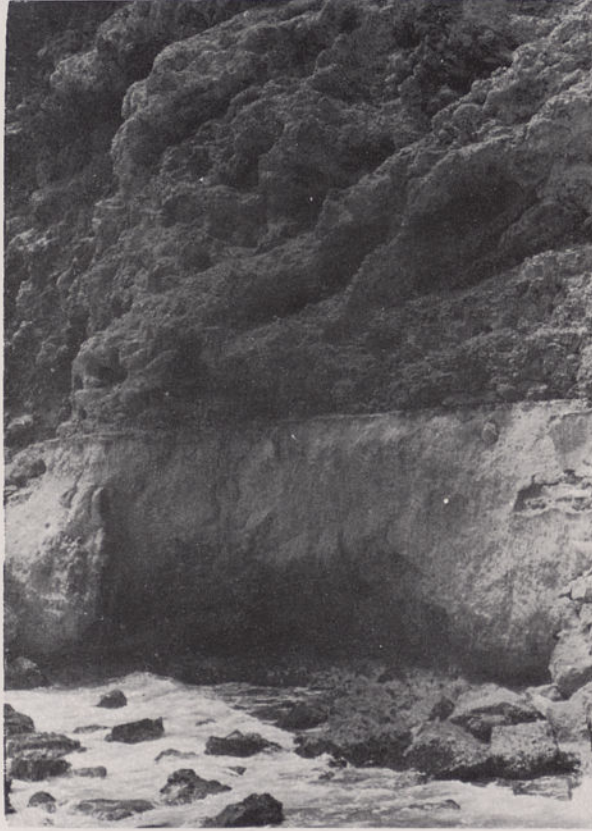


Fig. 1 — Vue de la côte orientale, au sud de la pointe Roque. Calcarénites fossilifères d'âge pliocène couverts par des coulées basaltiques sous-marines, appartenant à la formation de Chão de Calheta



Fig. 2 — Rivière Cova Funda, dans la partie sud de l'île. Calcaires fossilifères d'âge quaternaire, surmontant les laves sous-marines de la formation de Chão de Calheta

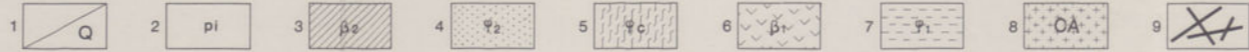
BOA VISTA

ESBOÇO GEOLÓGICO



Imp. - Inst. Geog. Cad.

GRAVADO POR J. BRITO DOS SANTOS



ESCALA APROXIMADA 1:100 000

1 - Sédiments holocénos (sabes de praia, dunas, terras salées, aluviões, depósitos de crue et de versant) et plistocénos - Q (calcaires, calcarénites et conglomérats marins, fossilifères, dunas consolidées et terrasses). 2 - Cônes de pyroclastiques et petites coulées de laves basaltiques. 3 - Coulées sous-aériennes et sous-marines de laves basaltiques de la formation de Chão de Calheta. 4 - Chemineas (ch) filons, coulées avec tufs et ignimbrites à la base de la série phonolitique de la formation du Pico Forcado. 5 - Coulées avec brèches et ignimbrites à la base de la série phonolitique de la formation du Caçador. 6 - Pyroclastiques, filons et coulées sous-aériennes et sous-marines de laves basaltiques de la formation de Fundo de Figueiras. 7 - Filons, coulées, brèches et ignimbrites de la série phonolitique du complexe du mont Passarão. 8 - Conglomerats, phonolites (filons et chemineas), syénites et syénites nephéliniques, etc., du Complexe éruptive interne, ancien. 9 - Filons basaltiques, dont quelques-uns sont postérieurs à la formation du Pico Forcado.

Sobre a microestrutura de algumas argilas miocénicas de Luanda

J. A. HORTA DA SILVA

Laboratório de Engenharia de Angola, Luanda

(Recebido em 4-I-1974)

Entre os factores responsáveis pelo comportamento geotécnico dos solos conta-se a estrutura. A estrutura poderá definir-se como sendo a constituição física do solo expresso em termos do tamanho, forma e arranjo espacial das partículas sólidas e dos vazios. Neste trabalho faz-se uma apreciação sumária às técnicas de estudo das estruturas dos solos e apresentam-se alguns resultados relativos a argilas marinhas miocénicas da região de Luanda. Em conclusão refere-se que estas argilas são sedimentos argilosos e silto-argilosos constituídos por montmorilonite, micas, caulinite, interestratificados, quartzo, feldspatos, sulfatos, carbonatos, etc., com os filossilicatos dispostos em agregados orientados. Os agregados estão também mais ou menos orientados entre si, definindo tipos de arranjos com razões de orientação de acordo com a definição de Tchalenko *et al.* (1971), que atingem valores da ordem de 0,2 ou menores.

The structure is one of the factors affecting the geotechnical behaviour of soils. The soil structure may be defined as the physical constitution of a soil material as expressed by the size, shape and arrangement of the solid particles and voids. This paper gives a summary of the technics involved in the study of soil structure and some results related to the miocene marine clays of the Luanda region are presented. In conclusion these clays are stated as clayey and silty-clayey sediments composed of montmorillonite, micas, kaolinite, mixed-layers, quartz, feldspars, sulphates, carbonates, etc., the phyllosilicates being associated in well oriented clay packets. The packets are also more or less oriented among themselves, giving rise to some spatial arrangements with orientation ratios, according to Tchalenko *et al.* (1971), which attain values of 0.2 or less.

1 — INTRODUÇÃO

1.1 — Entre os vários factores que governam as propriedades geotécnicas dos solos conta-se a estrutura.

Segundo Brewer (1964), a estrutura de um solo é a constituição física do solo expressa em termos de tamanho, forma e arranjo espacial das partículas sólidas e dos vazios. De acordo com o mesmo autor, a fábrica do solo é a constituição física do solo expressa em termos do arranjo espacial das partículas sólidas e dos vazios. Deste

modo, a fábrica de um solo será parte da sua estrutura.

Nos últimos anos, no domínio da mecânica dos solos, o estudo da estrutura das argilas tem merecido uma atenção especial e grandes têm sido os progressos alcançados neste campo. De posse do conhecimento da estrutura, torna-se mais fácil compreender as propriedades fundamentais dos solos, tais como compressibilidade, resistência ao corte, instabilidade volumétrica, comportamento anisotrópico, etc. O arranjo espacial dos elementos sólidos e dos vazios permite

ainda, em alguns casos, ter uma noção sobre a distribuição das principais tensões a que o material esteve sujeito na sua história geológica, o que é de grande valor em geotecnia.

É evidente que o estudo da estrutura interessa ainda à pedologia e sedimentologia e os dados obtidos por pedólogos e sedimentólogos são de imenso valor para a mecânica dos solos, uma vez que, em engenharia civil, solo é qualquer conjunto natural de partículas minerais que pode ser desagregado por agitação em água LNEC (1971), definição que engloba materiais que são considerados solos no domínio da pedologia e materiais que são considerados rochas não lapidificadas, no domínio da geologia.

Deste modo, o conceito de estrutura e de fábrica segundo Brewer (1964) pode aceitar-se perfeitamente dentro do domínio da engenharia civil e particularmente no domínio da mecânica dos solos.

1.2 — Neste trabalho apresenta-se uma revisão sumária sobre os métodos de estudo da estrutura das argilas e discutem-se alguns resultados relativos às argilas miocénicas da região de Luanda.

2 — MÉTODOS DE ANÁLISE

2.1 — A análise da estrutura dos solos envolve, portanto, num sentido lato, o estudo do tamanho, forma e arranjo espacial das partículas que os constituem e o estudo do tamanho, forma e disposição espacial dos interstícios.

O estudo do tamanho das partículas faz-se lançando mão dos métodos de análise granulométrica e o estudo da forma das partículas recorrendo à lupa estereoscópica, ao microscópio petrográfico e aos microscópios electrónicos de transmissão e de reflexão. Na análise do tamanho e forma das partículas, o material é geralmente desagregado, no sentido de permitir a segregação dos diversos componentes do solo.

Por outro lado, o estudo do arranjo espacial faz-se preservando, ao máximo, a disposição natural dos diversos elementos, uns em relação aos outros e, inclusivamente, em relação a certas orientações definidas no terreno ⁽¹⁾. Do mesmo modo se processa relativamente ao tamanho, forma e disposição espacial dos vazios. Os métodos analíticos requerem então técnicas especiais

de preparação tendentes a conservarem as disposições naturais, sendo a observação efectuada por meio de lupa estereoscópica, microscópio petrográfico, microscópios electrónicos de transmissão e reflexão, etc.

Dado que a maior parte dos constituintes das argilas se apresentam num estado de divisão incompatível com o poder resolvente da lupa estereoscópica e do microscópio petrográfico, o estudo da sua forma e distribuição espacial faz-se, normalmente, utilizando microscópios electrónicos. No entanto, como os minerais argilosos são, na maior parte dos casos, filossilicatos, a sua orientação afecta certas propriedades dos agregados, como seja a intensidade de radiação X difractada e a birrefringência óptica. Este facto permite a utilização de métodos indirectos no estudo da fábrica das argilas, entre os quais se salientam a difracção de raios X e a microscopia em luz polarizada.

2.2 — Métodos utilizados

2.2.1 — Para o estudo da distribuição granulométrica das partículas utilizaram-se os processos combinados da peneiração e da sedimentação, respectivamente para o material arenoso ($>63\mu$) e argilo-siltoso ($<63\mu$). As suspensões foram preparadas utilizando como dispersante o hexametáfosfato de sódio ⁽²⁾, eliminando-se previamente, nalguns casos, matéria orgânica, sulfatos e carbonatos. Na análise por peneiração usou-se a série de crivos ASTM e na análise por sedimentação empregou-se a técnica dos densímetros, sendo o método geral utilizado idêntico, nas suas linhas mestras, ao descrito na norma AASHO T-88-57.

Na compartimentação do material para análises mineralógicas evitou-se, sempre que possível, a utilização de dispersantes químicos, recorrendo-se ao tratamento por ultra-sons com um vibrador Kerry e lavagens sucessivas à centrífuga com água destilada. Em casos extremos, eliminaram-se matéria orgânica e carbonatos por meio de tratamento químico dócil, utilizando peróxido de hidrogénio e ácido acético diluído ⁽³⁾.

Nalgumas amostras procedeu-se ainda à compartimentação do material argiloso $\geq 2\mu$ em

⁽²⁾ 40 g de hexametáfosfato de sódio por litro.

⁽³⁾ Peróxido de hidrogénio a 20 volumes e ácido acético glacial diluído em água destilada na razão de 1:3.

⁽¹⁾ Por exemplo, orientação de horizontes pedológicos e orientação dos estratos.

várias fracções, lançando-se mão da técnica da centrifuga, utilizando a fórmula proposta por Mathaway (1956) para cálculo dos tempos correspondentes aos diâmetros equivalentes de 1μ e $0,2\mu$.

2.2.2 — Na análise da morfologia dos minerais recorreu-se, na maior parte dos casos, ao microscópio electrónico de transmissão, utilizando diversas técnicas de preparação, tais como montagem simples em grelhas cobertas de C, sombreamento com banho de Pt/C e Ni/Pd e réplicas de Pt/C, C.

Na análise da forma das partículas recorreu-se, ainda, ao microscópio petrográfico, que serviu exclusivamente para ter ideia da forma dos grãos de areia e dos grãos mais grosseiros do silte.

Em microscopia electrónica utilizou-se o microscópio EM6 da Metropolitan-Vickers e em microscopia óptica o microscópio Leitz modelo *panphot*.

2.2.3 — No estudo da fábrica usou-se o microscópio electrónico de reflexão, tipo *stereoscan* e a difracção de raios X e mais raramente a microscopia óptica.

Na análise da distribuição espacial das partículas e dos vazios deu-se preferência ao microscópio electrónico tipo *stereoscan* pelo facto de este microscópio ter, para este tipo de estudos, vantagens sobre o microscópio electrónico de transmissão, a saber:

- a) Não é necessário preparar secções muito finas transparentes ou, em alternativa, réplicas, pelo que a preparação dos provetes fica deste modo facilitada;
- b) A superfície dos provetes é examinada directamente e a grande profundidade de focagem torna possível examinar distintamente as superfícies rugosas;
- c) O poder resolvente deste tipo de microscópio electrónico é menor do que o poder resolvente do microscópio de transmissão, mas perfeitamente adequado para o estudo da fábrica das argilas, podendo observar-se áreas que vão até $4\mu^2$.

No caso presente, os provetes foram preparados por fracturação e recobertos por um banho condutor de Au/Pd e o microscópio utilizado foi o *stereoscan* da Cambridge Instrument Company.

A microscopia óptica foi usada, exclusivamente, no sentido de se ter uma ideia global de conjunto e as lâminas delgadas foram preparadas de acordo com as técnicas correntes da petrografia de rochas sedimentares, usando em certos casos, como impregnante, uma resina especial designada comercialmente por *Carbowax*. O microscópio utilizado para este fim foi o Leitz, já atrás referido.

Finalmente, no sentido de quantificar a orientação espacial dos minerais, recorreu-se à difracção de raios X, utilizando para tal uma técnica baseada nos trabalhos que têm vindo a desenvolver-se no Imperial College of Science and Technology, por Morgenstern & Tchalenko (1967) e Tchalenko *et al.* (1971). Como se trata de uma técnica indirecta e para melhor compreensão do valor dos resultados obtidos, apresentamos seguidamente os seus princípios básicos.

Na análise por difracção de raios X recorreu-se a uma instalação *Philips* composta por um gerador PW 1130/00, um painel de registo PW 1370 com registador PM 8000 e discriminador incorporado, goniómetro de grande campo angular PW 1050/25 equipado com contador proporcional PW 1965/40 e ampola de cobalto de 2000 PW 2106/05.

2.3 — O elipsóide de Morgenstern e Tchalenko

A orientação dos filossilicatos em agregados pode ser caracterizada por vectores cujas direcções são normais aos planos basais daqueles minerais e cujos comprimentos são proporcionais ao número de partículas orientadas perpendicularmente a essas direcções.

Segundo Morgenstern & Tchalenko (1967), se os vectores forem construídos a partir de uma origem comum o lugar geométrico das suas extremidades é uma superfície que define a natureza e o grau de orientação dos minerais. Em argilas, muito em especial em sedimentos sujeitos na sua história geológica a consolidação^(*) predominantemente unidimensional, a superfície acima referida pode, pelo menos, ter um eixo de simetria coincidente com a direcção da tensão de consolidação. O mesmo poderá suceder quando se procede laboratorialmente ao ensaio de consolidação de uma argila remodelada, no edómetro. Conse-

(*) O termo «consolidação» é utilizado de acordo com a terminologia da mecânica dos solos. Em geologia usa-se o termo «compactação».

quentemente, a superfície descrita pelos vectores é na maior parte dos casos um elipsóide achatado nos pólos com o eixo maior na direcção das tensões de consolidação. Considerando metade do comprimento do eixo maior como unidade, o elipsóide poderá ser definido em termos de metade do eixo menor que se designa por R e se chama «razão de orientação» (fig. 1).

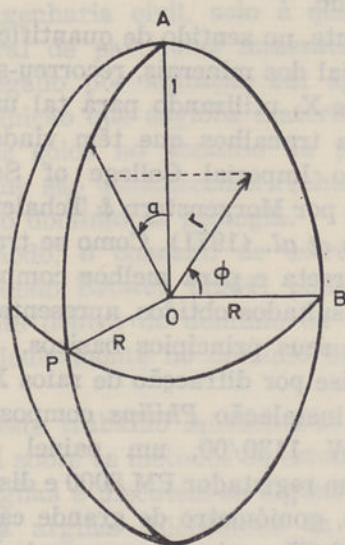


Fig. 1 — Modelo da distribuição das partículas, segundo Tchalenko et al. (1971); POA — secção vertical; POB — secção horizontal; r — raio vector

Na sequência de uma fábrica completamente desordenada a uma fábrica perfeitamente orientada, o elipsóide variará de uma esfera ($R=1$) a um segmento de recta ($R=0$), passando por diversos estádios intermédios nos quais os elipsóides alongar-se-ão progressivamente ($0 < R < 1$).

Qualquer raio vector \vec{r} pode ser expresso em termos dos ângulos α e φ , definidos na fig. 1.

$$r(\alpha, \varphi) = \frac{R}{(R^2 \sin^2 \varphi \cos^2 \alpha + \sin^2 \varphi \sin^2 \alpha + \cos^2 \varphi)^{1/2}} \quad (1)$$

Deste modo, a distribuição espacial das partículas obter-se-á integrando o vector radial em relação a α e φ no intervalo $(0, \frac{\pi}{2})$,

$$\begin{aligned} \psi &= \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{\frac{\pi}{2}} r(\alpha, \varphi) d\alpha d\varphi = \\ &= \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{R d\alpha d\varphi}{(R^2 \sin^2 \varphi \cos^2 \alpha + \sin^2 \varphi \sin^2 \alpha + \cos^2 \varphi)^{1/2}} \end{aligned} \quad (2)$$

O presente elipsóide foi descrito por Morgens-tern & Tchalenko (1967) para estudo da orientação das partículas argilosas por meio do mi-

croscópio petrográfico e adaptado por Tchalenko et al. (1971) para estudo da orientação dos minerais argilosos por difracção de raios X.

Para estudo da orientação, a utilização da difracção de raios X baseia-se no facto de a intensidade da radiação difractada ser uma função da quantidade de planos reticulares existentes no agregado em condições de satisfazerem a lei de Bragg (3) e no caso dos filossilicatos do número de cristais orientados segundo os planos $(00l)$.

$$2d \sin \theta = n\lambda \quad (3)$$

onde:

- d — espaçamento entre dois planos reticulares consecutivos;
- θ — ângulo de incidência do feixe de raios X em relação à família de planos considerados;
- λ — comprimento de onda da radiação;
- n — número de ordem de reflexão.

Em termos do elipsóide atrás descrito, a intensidade da radiação difractada para uma amostra cortada perpendicularmente à direcção das tensões de consolidação varia directamente com o número de minerais argilosos orientados segundo o plano de corte, a que chamamos secção horizontal ($\varphi = \frac{\pi}{2}$). Para este valor de φ a intensidade da radiação difractada virá:

$$\begin{aligned} I_H &= C\psi H = \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{\frac{\pi}{2}} r(\alpha, \frac{\pi}{2}) d\alpha d\varphi = \\ &= \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{d\alpha}{\left(1 + \frac{1-R^2}{R^2} \sin^2 \alpha\right)^{1/2}} \end{aligned} \quad (4)$$

Do mesmo modo ter-se-á para uma secção de solo cortado ao longo do eixo das tensões de consolidação, a que chamamos «secção vertical» ($\varphi = 0$)

$$I_V = C\psi V = \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{\frac{\pi}{2}} r(\alpha, 0) d\alpha d\varphi = R \int_0^{\frac{\pi}{2}} d\alpha \quad (5)$$

A razão I_V/I_H denomina-se «razão de difracção» e, em princípio, o seu uso eliminaria todos os factores que afectam a intensidade além da orientação preferencial,

$$\frac{I_V}{I_H} = X = \frac{R \int_0^{\frac{\pi}{2}} d\alpha}{\int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{d\alpha}{\left(1 + \frac{1-R^2}{R^2} \sin^2 \alpha\right)^{1/2}}} \quad (6)$$

Integrando a equação (6) em referência a α , ter-se-á

$$X = \frac{\pi}{2K(\sqrt{1-R^2})} \quad (7)$$

[$K(\sqrt{1-R^2})$ é o integral elíptico de primeira espécie com $\sqrt{1-R^2}$ de módulo.]

onde X varia entre 0 e 1, e a que corresponde, respectivamente, uma orientação perfeita e uma distribuição completamente desordenada. A correlação gráfica entre a razão de difracção (X) e a razão de orientação (R) está representada na fig. 2.

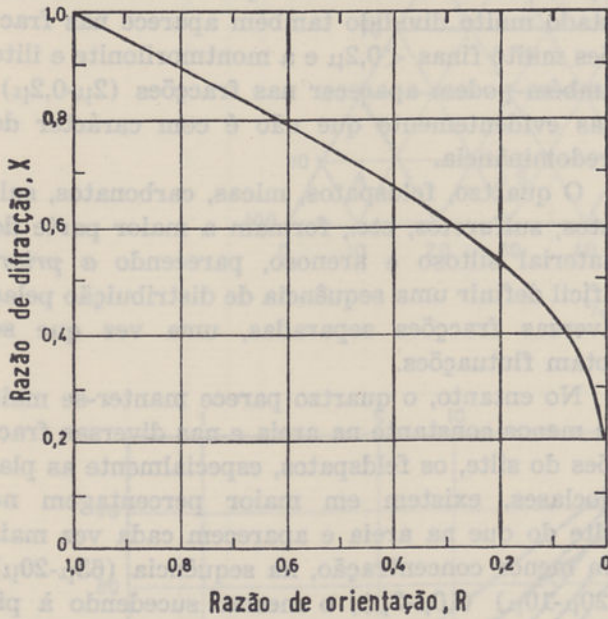


Fig. 2 — Correlação entre a razão de orientação e a razão de difracção, segundo Tchalenko *et al.* (1971)

3 — AS ARGILAS MIOCÊNICAS

3.1 — Generalidades

As argilas miocénicas da região de Luanda são, na maior parte dos casos, sedimentos marinhos e mais raramente sedimentos com fácies de transição lagunar e deltaica.

De acordo com os geólogos dos petróleos Brognon & Verrier (1965), estas argilas fazem parte das formações Luanda e Quifangondo⁽⁵⁾, datadas, respectivamente, do Burdigaliano e Aquitaniano. Têm cores variadas, acinzentadas, esverdeadas, amareladas e acastanhadas. A espessura

(5) Na cidade de Luanda a formação Quifangondo ocorre a profundidades que excedem o campo de actividade normal da engenharia civil.

das camadas é também variável, podendo oscilar de menos de 1 m a mais de uma centena de metros. São argilas muito compactadas, duras e fissuradas, estando as principais fissuras orientadas entre si, formando, por vezes, uma rede aproximadamente ortogonal. Além destes sistemas de fissuras, existem ainda outras irregularmente distribuídas, nalguns casos do tipo conoidal.

As argilas miocénicas da região de Luanda devem representar fases de um ciclo sedimentar completo e a sua sedimentação teve lugar, na maior parte dos casos, em mares parcialmente fechados ou em lagunas periodicamente inundadas pelo mar⁽⁶⁾, sob clima árido ou semiárido, condições estas favorecendo a ocorrência de meios hipersalinos ou, pelo menos, com tendência para a hipersalinidade. Do facto resultou que a sedimentação detrítica de origem continental foi acompanhada por sedimentação química.

O fenómeno natural de consolidação⁽⁷⁾ dos sedimentos devido às tensões que se geraram pela sobrecarga de outros sedimentos e fenómenos de diagénese deram lugar à ocorrência de argilas compactas. Em meio continental, os depósitos miocénicos e outros mais recentes foram sujeitos à erosão e a intensa dessecação, o que motivou uma transformação das condições tensodeformacionais preexistentes responsável pelo fissuramento atrás referido. Em meio continental a meteorização também começou a afectar as camadas argilosas mais em contacto com a atmosfera, resultando a formação de novos minerais e a degradação da estrutura primária.

As argilas referidas neste trabalho foram colhidas já no meio continental, nas zonas da Boavista, Bungo, Maianga e Palanca, utilizando amostras intactas obtidas à mão ou em furos de sondagens.

3.2 — Granulometria, mineralogia e forma das partículas minerais

3.2.1 — A granulometria e a mineralogia das argilas miocénicas de Luanda foram já objecto de alguns estudos levados a efeito pelo autor, cujos resultados têm sido referidos em vários artigos (veja-se Horta da Silva, 1969, 1970 e 1971, Horta da Silva & Gomes Teixeira, 1971, e Novais Ferreira & Horta da Silva, 1973).

(6) Mar de circulação restrita.

(7) Na terminologia geológica «compactação».

As análises granulométricas de um elevado número de amostras acusaram elevadas percentagens de partículas siltosas e argilosas e muito baixas percentagens ou mesmo ausência de partículas arenosas, pelo que, segundo a classificação textural, LNEC (1968), se trata de argilas e argilas siltosas (fig. 3). Na mesma figura apresentam-se, também, algumas das curvas granulométricas cumulativas mais típicas.

A subdivisão da fracção argilosa de algumas amostras nas fracções ($<0,2\mu$), ($0,2\mu-1\mu$) e ($1\mu-2\mu$) ou noutros casos somente em ($<0,2\mu$) e ($0,2\mu-2\mu$) mostrou ainda que a fracção mais fina ($<0,2\mu$) é geralmente a mais representativa, ocorrendo em percentagens que oscilam entre 50 % e 60 % da fracção argilosa total, e a mais grosseira ($1\mu-2\mu$), quando isolada, a menos representativa de todas, em percentagens que não excedem os 15 %.

Estes dados, não obstante serem valiosos, não correspondem, todavia, inteiramente à distribuição granulométrica das partículas dos sedimentos considerados como um todo, pela circunstância de, em certos casos, não ter sido possível obter uma dispersão do material em meio aquoso sem eliminar matéria orgânica, sulfatos e, por vezes, ainda carbonatos. Por outro lado, mesmo com auxílio dos ultra-sons, não foi possível eliminar completamente a ocorrência de agregados. O tempo de tratamento por vibração ultrasónica constitui assunto que merece ponderação, sendo impossível, ou pelo menos muito difícil, desagregar completamente sedimentos argilosos sem incorrer, por outro lado, na subdivisão de minerais susceptíveis a clivar, como sejam os feldspatos, a caulinite, etc.

3.2.2 — A composição mineralógica qualitativa das amostras estudadas é relativamente constante, variando a composição quantitativa entre dois extremos, que podem ser definidos pelas associações encontradas nas argilas colhidas nas barreiras junto à rotunda da Boavista e junto à cerâmica do Bungo, argilas miocénicas pobres e ricas em mica (figs. 4 a 6).

Num sentido lato, poder-se-á dizer que as argilas miocénicas são mineralogicamente constituídas por montmorilonite, caulinite, micas, interstratificados, quartzo, plagioclases ácidas, mormente oligoclase, feldspatos potássicos e, localmente, aparece ainda clorite, clorite degradada, gesso, jarosite, alunite, calcite, dolomite,

pirite, rútilo, etc. (8). Os interstratificados são comumente complexos, difíceis de discernir em presença de montmorilonite e micas. São compostos por folhas de dois ou mais minerais, sendo os mais vulgares montmorilonite, ilite e clorite degradada.

A montmorilonite, caulinite, minerais micáceos e interstratificados constituem o grosso do material argiloso ($\geq 2\mu$), dominando os minerais montmoriloníticos, micas ílíticas e alguns interstratificados nas fracções finas $<0,2\mu$ e a caulinite, mica em palhetas e cloritóides nas fracções mais grosseiras ($1\mu-0,2\mu$), ($2\mu-1\mu$) ou ($2\mu-0,2\mu$). Evidentemente que a caulinite em estado muito dividido também aparece nas fracções muito finas $<0,2\mu$ e a montmorilonite e ilite também podem aparecer nas fracções ($2\mu-0,2\mu$), mas evidentemente que não é com carácter de predominância.

O quartzo, feldspatos, micas, carbonatos, sulfatos, sulfuretos, etc., formam a maior parte do material siltoso e arenoso, parecendo *a priori* difícil definir uma sequência de distribuição pelas diversas fracções separadas, uma vez que se notam flutuações.

No entanto, o quartzo parece manter-se mais ou menos constante na areia e nas diversas fracções do silte, os feldspatos, especialmente as plagioclases, existem em maior percentagem no silte do que na areia e aparecem cada vez mais em menor concentração, na sequência ($63\mu-20\mu$) ($20\mu-10\mu$) ($10\mu-2\mu$), o mesmo sucedendo à piritite, e as micas, quando existentes nas fracções grosseiras, parecem diminuir, em percentagem, na sequência ($10\mu-2\mu$), ($20\mu-10\mu$) e ($63\mu-20\mu$). A distribuição dos restantes minerais depende muito dos pré-tratamentos a que as amostras são sujeitas.

Não obstante predominarem na argila minerais argilosos e no silte minerais não argilosos, tal facto não invalida a possibilidade de ocorrência de minerais não argilosos na argila e minerais argilosos no silte. De facto, nas argilas miocénicas é frequente a ocorrência de caulinite e, até, de montmorilonite no silte, além da ocorrência de minerais micáceos, já anteriormente referida, e a ocorrência de quartzo, feldspatos, sulfatos e carbonatos, finamente divididos, na argila.

Os minerais argilosos existem, normalmente, no silte sob a forma de agregados, mas também

(8) Localmente aparecem ainda veios de hematite e goethite facilmente identificáveis.

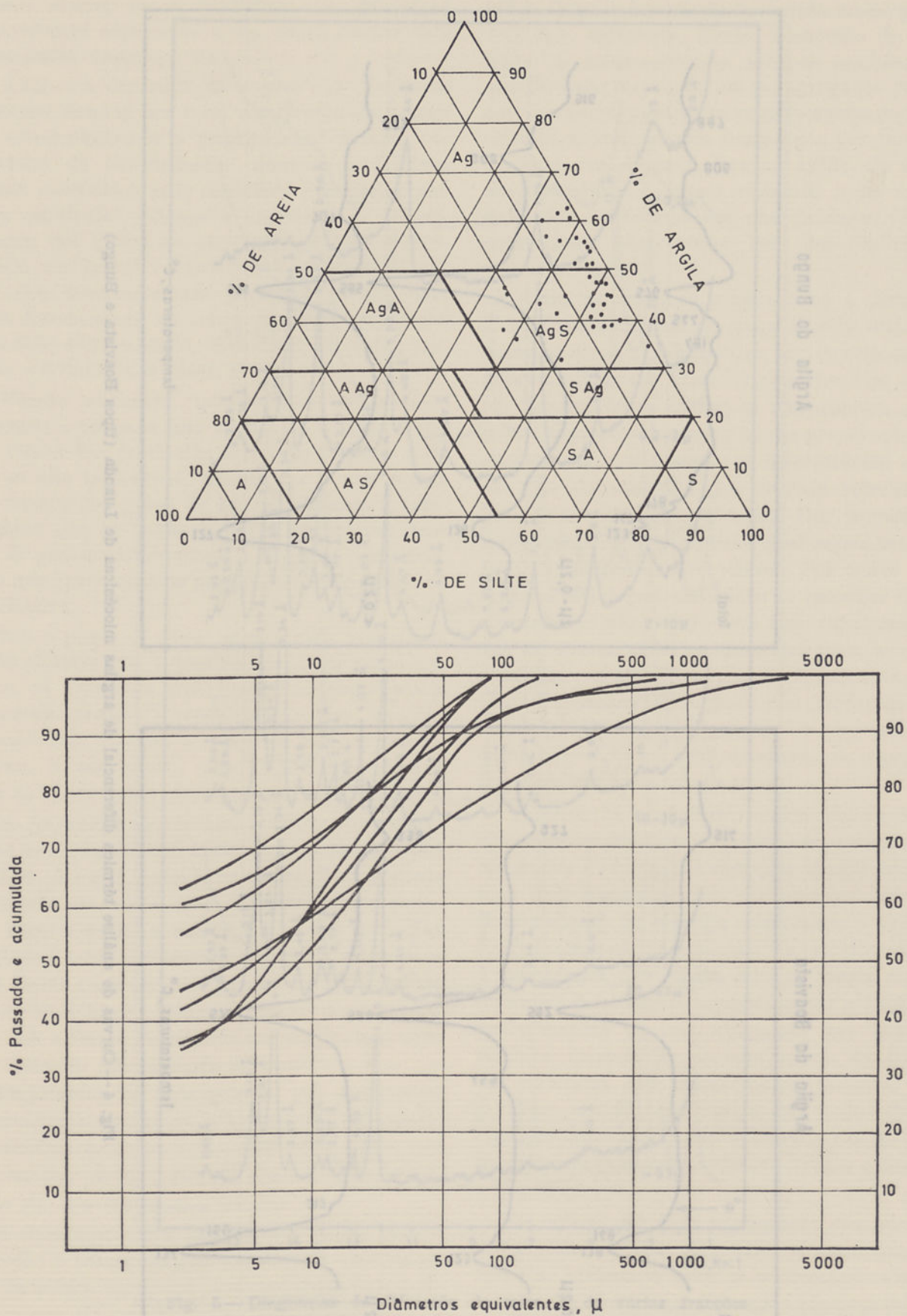


Fig. 3 — Classificação textural e curvas granulométricas cumulativas de algumas argilas miocénicas de Luanda

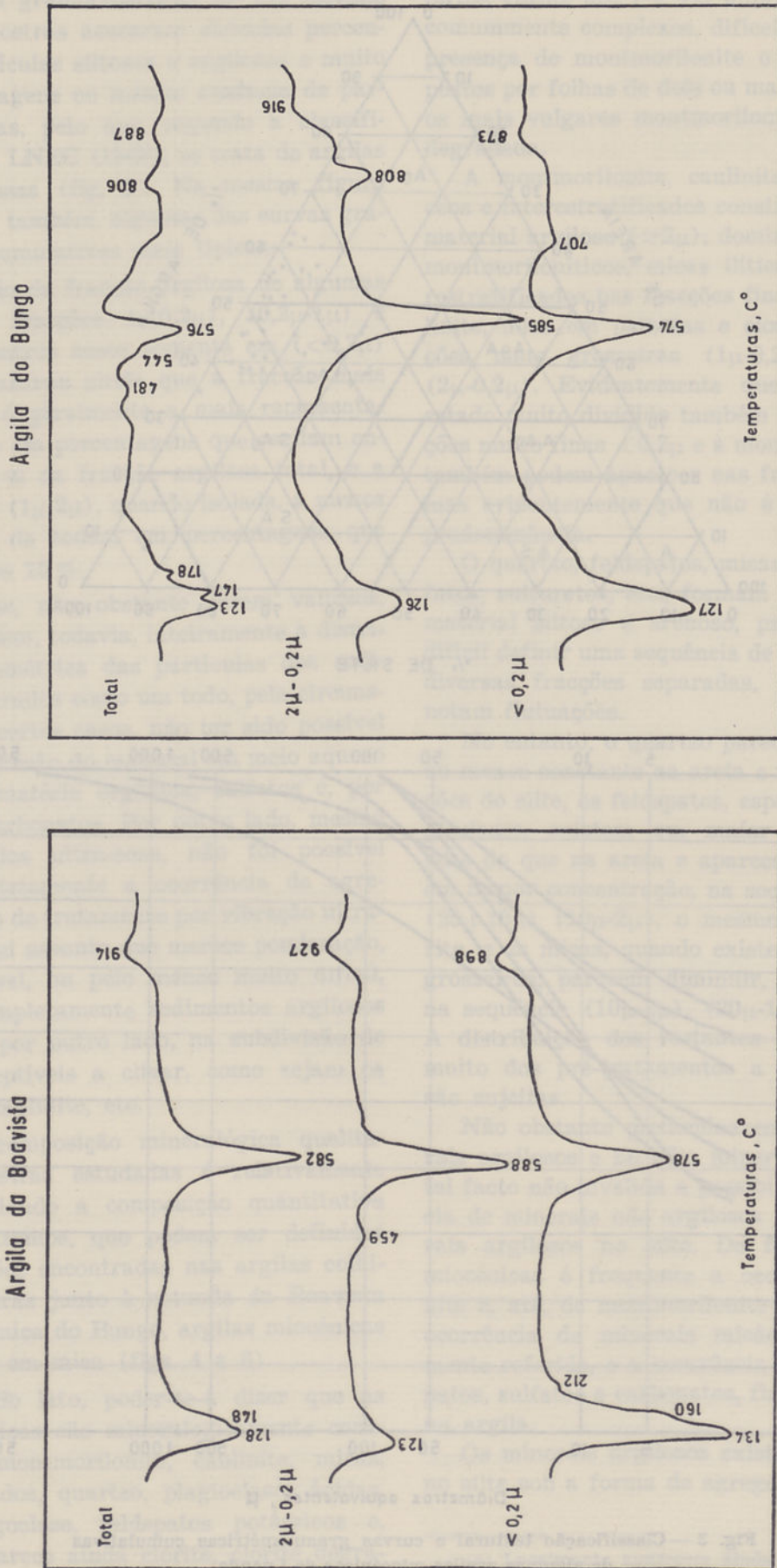


Fig. 4 — Curvas de análise térmica diferencial de argilas miocénicas de Luanda (tipos Boavista e Bungo)

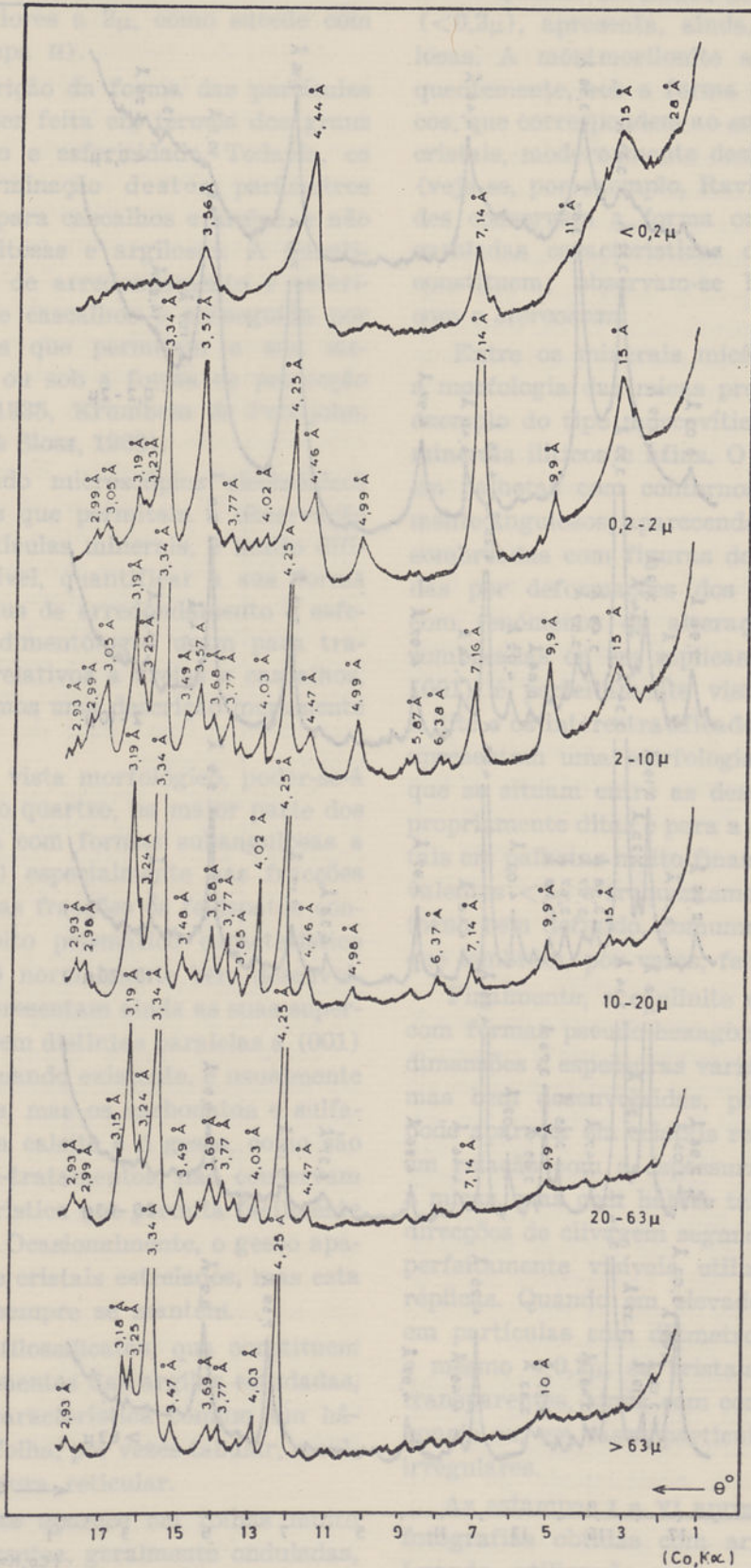


Fig. 5—Diagramas de difracção de raios X de várias fracções da argila da Boavista mostrando a correlação entre a mineralogia e a distribuição granulométrica das partículas. Os diagramas foram obtidos em porta-amostras de empacotamento lateral

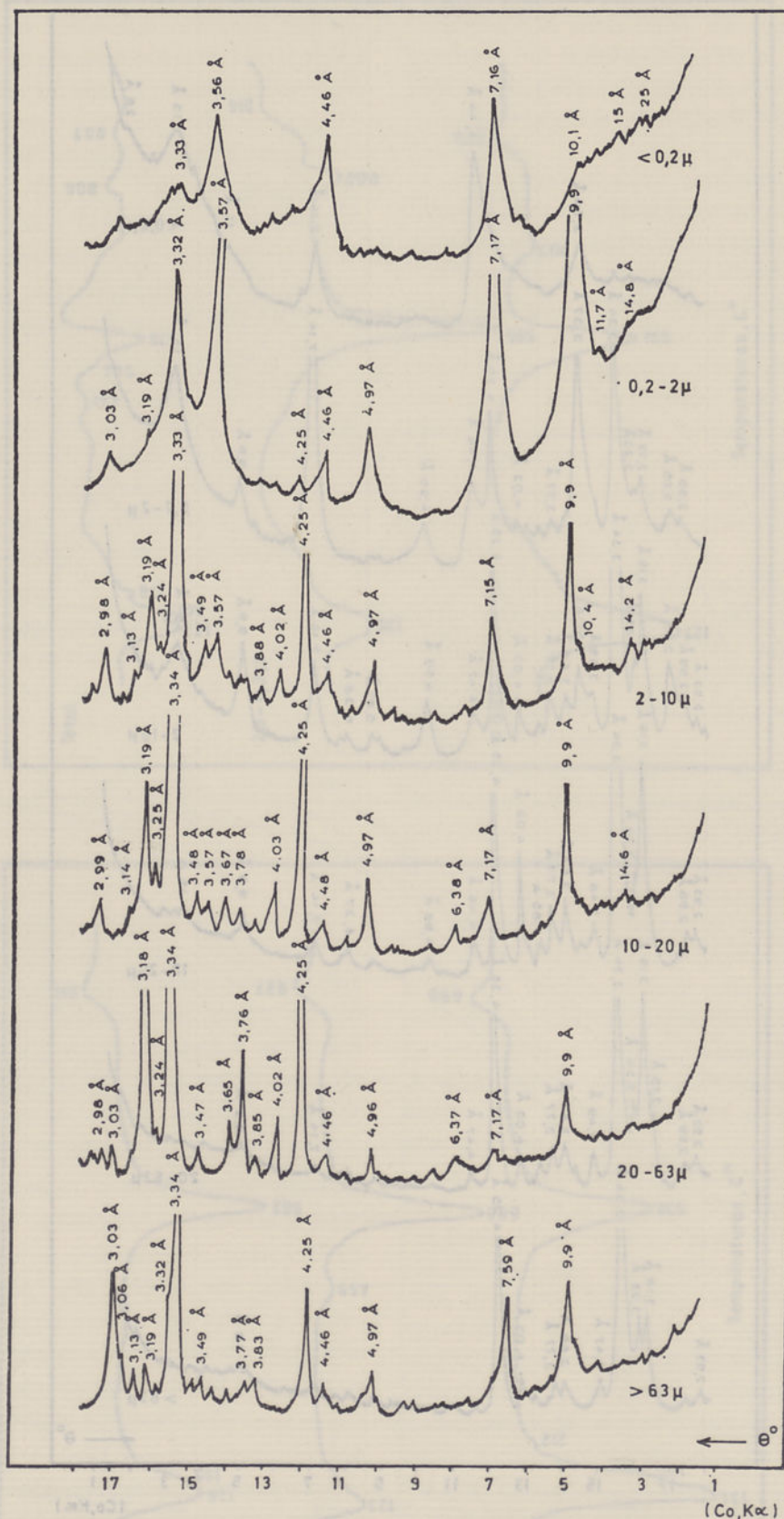


Fig. 6 — Diagramas de difracção de raios X de várias fracções da argila do Bungo mostrando a correlação entre a mineralogia e a distribuição granulométrica das partículas. Os diagramas foram obtidos em porta-amostras de empacotamento lateral

podem ocorrer em monocristais com diâmetros equivalentes superiores a 2μ , como sucede com a caulinite (estampa II).

3.2.3 — A descrição da forma das partículas minerais deveria ser feita em termos dos graus de arredondamento e esfericidade. Todavia, os métodos de determinação destes parâmetros foram concebidos para cascalhos e areias, e não para partículas silteosas e argilosas. A quantificação dos graus de arredondamento e esfericidade em areias e cascalhos é conseguida por métodos laboriosos que permitam a sua medida directamente ou sob a forma de projecção (Wadell, 1932 e 1935, Krumbein & Pettijohn, 1938, e Krumbein & Sloss, 1963).

Mesmo utilizando microscópios electrónicos potentes e técnicas que permitam a observação em relevo das partículas minerais, é muito difícil, se não impossível, quantificar a sua forma em termos dos graus de arredondamento e esfericidade que os sedimentólogos usam para tratar de problemas relativos a areias e cascalhos, pelo que apresentamos uma descrição meramente qualitativa.

Sob o ponto de vista morfológico, poder-se-á então afirmar que o quartzo, na maior parte dos casos, se apresenta com formas subangulosas a subarredondadas⁽⁹⁾ especialmente nas fracções silteosas. Nas mesmas fracções os feldspatos conservam o seu hábito prismático característico com as faces (010) normalmente bem desenvolvidas. As formas apresentam ainda as suas superfícies de clivagem bem distintas paralelas a (001) e (010). A pirite, quando existente, é usualmente idiomorfa em cubos, mas os carbonatos e sulfatos, especialmente a calcite e o gesso, como são afectados pelos pré-tratamentos, não conservam uma forma característica que permita facilmente a sua identificação. Ocasionalmente, o gesso aparece sob a forma de cristais estrelados, mas esta configuração nem sempre se mantém.

Finalmente, os filossilicatos, que constituem os principais componentes das argilas estudadas, apresentam como característica comum um hábito lamelar ou em folha, por vezes tabular, resultante da sua estrutura reticular.

A montmorilonite aparece em folhas muito delgadas e transparentes, geralmente onduladas, com os bordos enrolados, sem contornos bem defi-

nidos. Quando em estado de divisão muito grande ($<0,2\mu$), apresenta, ainda, o aspecto de nebulosas. A montmorilonite aparece também, frequentemente, sob a forma de agregados em flocos, que correspondem ao empilhamento de vários cristais, modernamente designados por tactóides (veja-se, por exemplo, Ravina, 1973). Os tactóides conservam a forma ondulada e as arestas enroladas características das unidades que os constituem; observam-se bem em réplicas ou com o *stereoscan*.

Entre os minerais micáceos há a distinguir a morfologia das micas propriamente ditas, por exemplo do tipo muscovítico, da morfologia dos minerais ilíticos e afins. O primeiro tipo ocorre em palhetas com contornos irregulares, geralmente angulosos, aparecendo nas preparações não sombreadas com figuras de interferência causadas por deformações dos cristais relacionadas com fenómenos de alteração. Em preparações sombreadas ou em réplicas a clivagem segundo (001) é perfeitamente visível. Por outro lado, a illite e os interestratificados de camadas ilíticas apresentam uma morfologia com características que se situam entre as descritas para as micas propriamente ditas e para a montmorilonite; cristais em palhetas muito finas com diâmetros equivalentes $<1\mu$ e frequentemente $<0,2\mu$, sem contorno bem definido, comumente, em agregados que lembram, por vezes, feltro.

Finalmente, a caulinite ocorre, normalmente, com formas pseudo-hexagonais, em cristais com dimensões e espessuras variadas. Quando em formas bem desenvolvidas, por exemplo no silte, pode aparecer em cristais relativamente espessos em relação com a espessura da montmorilonite e micas, mas com hábito tabular. Neste caso as direcções de clivagem segundo (001) e (010) são perfeitamente visíveis utilizando, por exemplo, réplicas. Quando em elevado estado de divisão, em partículas com diâmetros equivalentes $<1\mu$ e mesmo $<0,2\mu$, os cristais são muito finos e transparentes, ainda com contornos pseudo-hexagonais ou, em casos particulares, com contornos irregulares.

As estampas I a VI apresentam uma série de fotografias obtidas com argilas miocénicas de Luanda, utilizando quer o microscópio electrónico de transmissão e diferentes técnicas de preparação, quer o microscópio electrónico tipo *stereoscan*, que elucidam sobre alguns dos aspectos morfológicos observados.

(9) Segundo os graus de arredondamento de Russel, Taylor e Pettijohn (Muller, 1967).

3.3 — Arranjo espacial dos minerais

3.3.1 — Nas argilas miocénicas da região de Luanda analisadas até à data notou-se que os filossilicatos se dispõem espacialmente segundo agregados com os minerais bem orientados entre si, face com face, lembrando o modelo tipo baralho de cartas ou folhas de livro citado na literatura (veja-se, por exemplo, Morgenstern, 1969).

Estes agregados podem estar, por sua vez, mais ou menos orientados entre si ou distribuídos no espaço desordenadamente, definindo dois tipos de fábrica distintos, que na literatura anglo-saxónica têm, respectivamente, o nome de altamente orientados e castelo de cartas ou castelo de livros (O'Brien, 1968, e Samlley & Cabrera, 1969). No primeiro tipo, os agregados com a forma de baralho de cartas estão bem orientados uns em relação aos outros, quer face com face, quer aresta com aresta, e no segundo os agregados em baralho de cartas ou livros estão orientados uns em relação aos outros face com aresta.

Entre estes casos extremos aparecem diferentes tipos de transição que definem vários graus de orientações. Nas argilas de Luanda os agregados vistos ao microscópio electrónico parecem distribuídos uns em relação aos outros com graus de orientação que se aproximam mais de um arranjo já com orientação preferencial do que um arranjo com distribuição caótica.

Os resultados obtidos por difracção de raios X em provetes cortados paralelamente e perpendicularmente à estratificação (secções horizontais e verticais) corroboram os dados obtidos por microscopia electrónica (fig. 7). De facto, nas secções horizontais os reflexos (00 l) dos filossilicatos surgem mais intensos do que os correspondentes reflexos (00 l) das secções verticais, enquanto os reflexos ($hk0$) das secções horizontais são menos intensos do que os correspondentes reflexos ($hk0$) das secções verticais.

Além dos filossilicatos, os restantes minerais distribuem-se um tanto ao acaso, preenchendo zonas vesiculares ou ocorrendo entre os livros de filossilicatos, contribuindo de certo modo para sua distorção. Localmente, os minerais granulares aparecem, ainda, concentrados na vizinhança de determinados pontos, aparecendo então a argila a estabelecer as ligações de contacto entre eles.

3.3.2 — A quantificação da orientação dos filossilicatos foi efectuada, em termos das ampli-

tudes e das áreas (¹⁰) das reflexões (00 l) e ($hk0$) da caulinite e das micas (¹¹).

Alguns dos resultados obtidos para as argilas do Bungo estão referidas no quadro I e na fig. 8. Estes resultados mostram, claramente, que as micas e a caulinite apresentam elevado grau de orientação. A maioria dos valores obtidos dão razões de difracção inferiores a 0,5, a que correspondem razões de orientação, segundo o conceito definido em 2.3.2, inferiores a 0,2. A análise do quadro I e da fig. 8 deixa ainda inferir que é difícil prever se os minerais micáceos estão melhor orientados do que os caulíniticos ou vice-versa, mas, considerando todos os resultados até à data obtidos, parece que não existe grande diferença. Enquanto as reflexões (001) tendem a mostrar que a caulinite apresenta razões de orientação superiores, as reflexões (002) dizem-nos precisamente o contrário. Todavia, a correlação entre os valores da razão de difracção obtidas com as reflexões basais e com as reflexões ($hk0$) mostra que os valores obtidos para (001) e (002) da caulinite são mais consentâneos com (020) do que os valores dos minerais micáceos.

No entanto, é preciso ter ainda em conta que as amplitudes ou as áreas dos picos ($hk0$) são afectadas não só pelos minerais do grupo da caulinite e micas, mas também pelos minerais montmoriloníticos e interestratificados, muito embora na argila do tipo Bungo a percentagem destes minerais seja manifestamente pequena em relação às percentagens de caulinite e micas.

Claro está que a quantificação da orientação preferencial dos filossilicatos em argilas, por este ou por outro qualquer método, deve considerar-se ainda como mera tentativa, como referiu Horta da Silva (1973), e os resultados apresentados serão, na melhor das hipóteses, semiquantitativos. Muitos factores afectam a reprodutibilidade dos resultados e nem todos são anulados pelo cociente entre intensidades horizontais e verticais, como Tchalenko *et al.* pretendem. Por exemplo, um dos maiores erros cometidos está em assumir que as secções horizontais e verticais, mesmo quando preparadas

(¹⁰) As áreas foram medidas em termos do número de impulsos por segundo.

(¹¹) A quantificação da orientação por meio de microscopia electrónica só muito recentemente foi tentada, tendo sido submetidos ao Simpósio de Gotemburgo (Suécia) dois trabalhos sobre o assunto (veja-se Tovey, 1973 e Smart, 1973), utilizando técnicas muito sofisticadas e estatística.

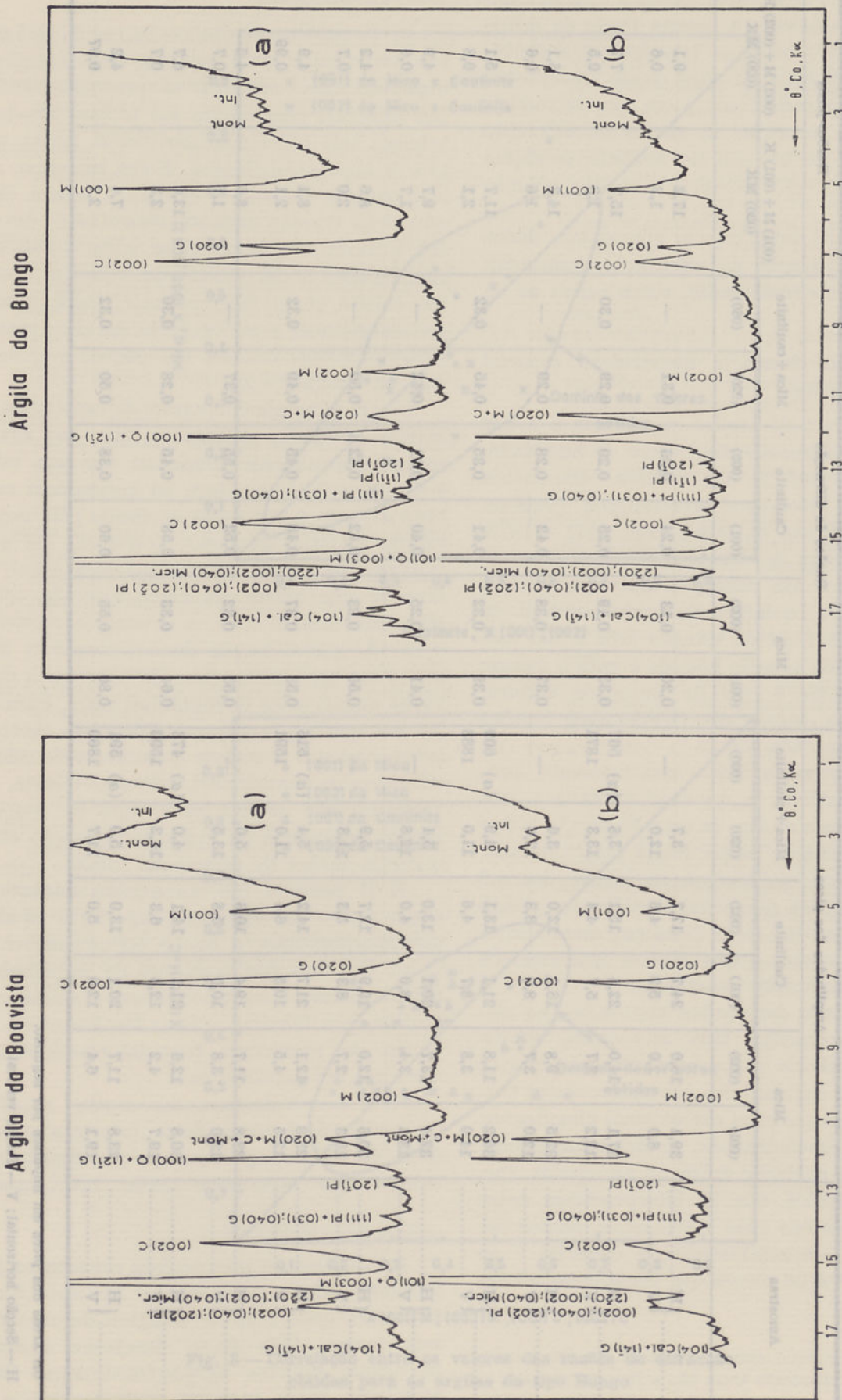


Fig. 7 — Diagramas de difração de raios X de argilas miocénicas de Luanda mostrando a orientação preferencial dos filossilicatos: (a) — secções horizontais; (b) — secções verticais

(M — micas; C — caulinite; Mont. — montmorilonite; Int. — interstratificados; Pl. — plagioclases; Micr. — microclina; Cal. — calcite; G. — gesso)

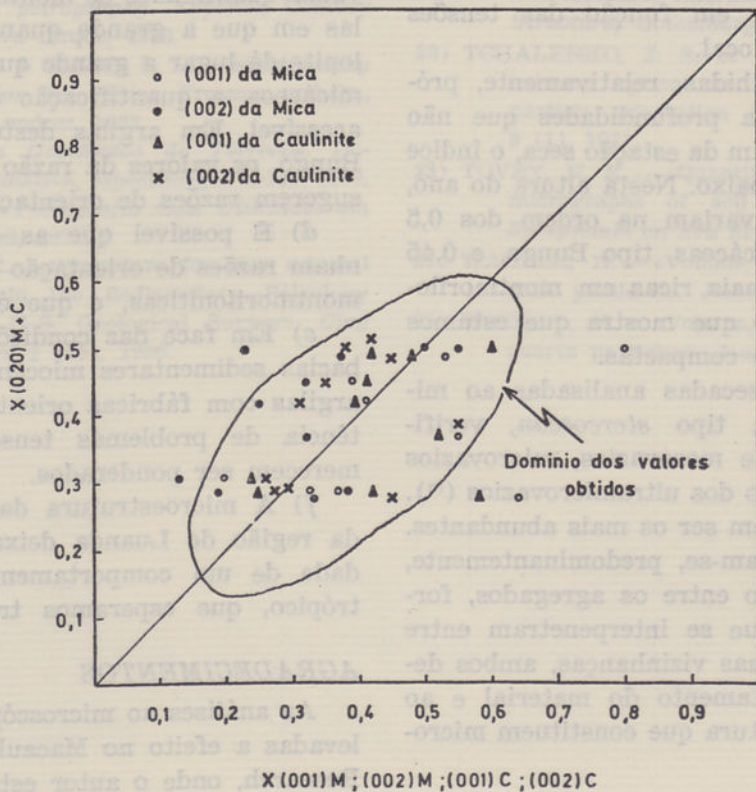
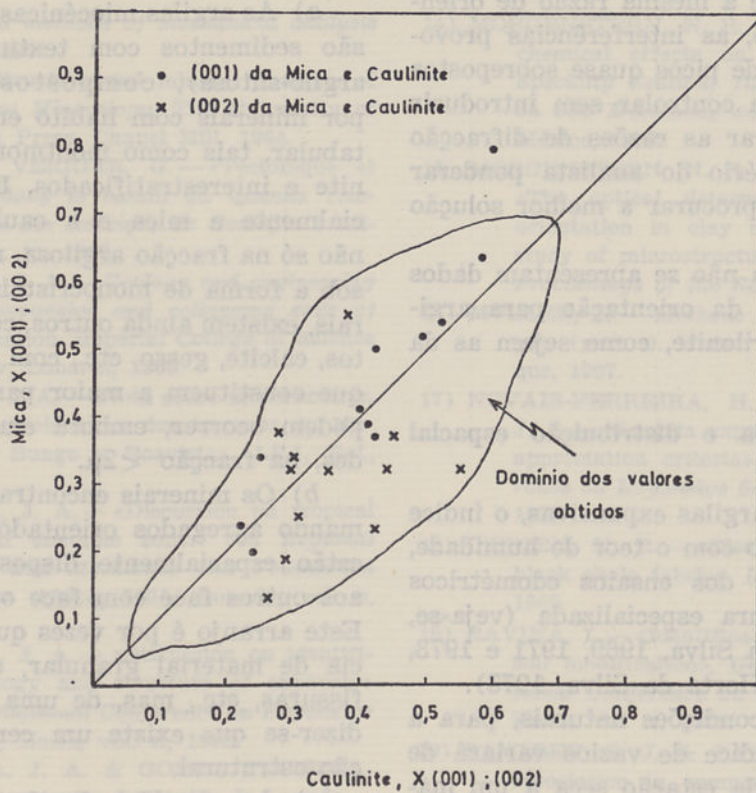


Fig. 8 — Correlação entre os valores das razões de difração obtidas para as argilas do tipo Bungo

adjacentemente, têm precisamente a mesma composição mineralógica e a mesma razão de orientação. Por outro lado, as interferências provocadas pela existência de picos quase sobrepostos nem sempre se podem controlar sem introduzir erros que vão mascarar as razões de difracção obtidas. Está no critério do analista ponderar nos riscos a correr e procurar a melhor solução a adoptar.

Por tal facto ainda não se apresentam dados sobre a quantificação da orientação para argilas ricas em montmorilonite, como sejam as da Boavista.

3.4 — Tamanho, forma e distribuição espacial dos vazios

Como se trata de argilas expansivas, o índice de vazios varia imenso com o teor de humidade, como se pode inferir dos ensaios edométricos publicados na literatura especializada (veja-se, por exemplo, Horta da Silva, 1969, 1971 e 1973, e Novais Ferreira & Horta da Silva, 1973).

Deste modo, nas condições naturais, para a mesma amostra, o índice de vazios variará de um mínimo no final da estação seca a um máximo no final da estação húmida e para o mesmo tipo de amostras e teor de humidade variará, de lugar para lugar, em função das tensões dominantes em cada local.

Para amostras colhidas, relativamente, próximo da superfície, a profundidades que não excedem os 4 m e no fim da estação seca, o índice de vazios é bastante baixo. Nesta altura do ano, os valores correntes variam na ordem dos 0,5 a 0,6 para argilas micáceas, tipo Bungo, e 0,45 a 0,55 para argilas mais ricas em montmorilonite, tipo Boavista, o que mostra que estamos perante argilas muito compactas.

Em amostras dessecadas analisadas ao microscópio electrónico, tipo *stereoscan*, verificou-se a existência de mesovazios, microvazios e outros já do domínio dos ultramicrovazios⁽¹²⁾. Os microvazios parecem ser os mais abundantes.

Os vazios encontram-se, predominantemente, nas zonas de contacto entre os agregados, formando canaliculos, que se interpenetram entre os grânulos ou nas suas vizinhanças, ambos dependendo do empacotamento do material e ao longo de planos de rotura que constituem microfissuras.

⁽¹²⁾ Macro vazios — menor dimensão é $>75\mu$; mesovazios — menor dimensão entre 30μ e 75μ ; microvazios — menor dimensão entre 5μ e 30μ ; ultramicrovazios — menor dimensão $<5\mu$, Brewer (1964).

4 — CONCLUSÕES

a) As argilas miocénicas da região de Luanda são sedimentos com textura fina (argilosa e argilo-siltosa), compostos predominantemente por minerais com hábito em folhas, lamelar ou tabular, tais como montmorilonite, micas, caulinite e interestratificados. Estes minerais, especialmente a mica e a caulinite, podem existir não só na fracção argilosa, mas também no silte, sob a forma de monocristais. Além destes minerais, existem ainda outros, como quartzo, feldspatos, calcite, gesso, etc., com morfologia diferente, que constituem a maior parte do silte, mas que podem ocorrer, embora em pequenas quantidades, na fracção $<2\mu$.

b) Os minerais encontram-se associados, formando agregados orientados, que, por sua vez, estão espacialmente dispostos uns em relação aos outros face com face ou aresta com aresta. Este arranjo é por vezes quebrado pela ocorrência de material granular, ocorrência de microfissuras, etc., mas, de uma maneira geral, pode dizer-se que existe um certo grau de orientação estrutural.

c) A quantificação da orientação é difícil, muito em especial no caso da ocorrência de elevadas quantidades de montmorilonite. Para argilas em que a grande quantidade de montmorilonite dá lugar a grande quantidade de minerais micáceos, a quantificação é, sem dúvida, mais acessível. Em argilas deste tipo da região do Bungo, os valores da razão de difracção obtidos sugerem razões de orientação $\geq 0,2$.

d) É possível que as argilas micáceas tenham razões de orientação superiores às argilas montmoriloníticas, o que é compreensível.

e) Em face das condições de salinidade das bacias sedimentares miocénicas, a existência de argilas com fábricas orientadas levanta a existência de problemas tensodeformacionais que merecem ser ponderados.

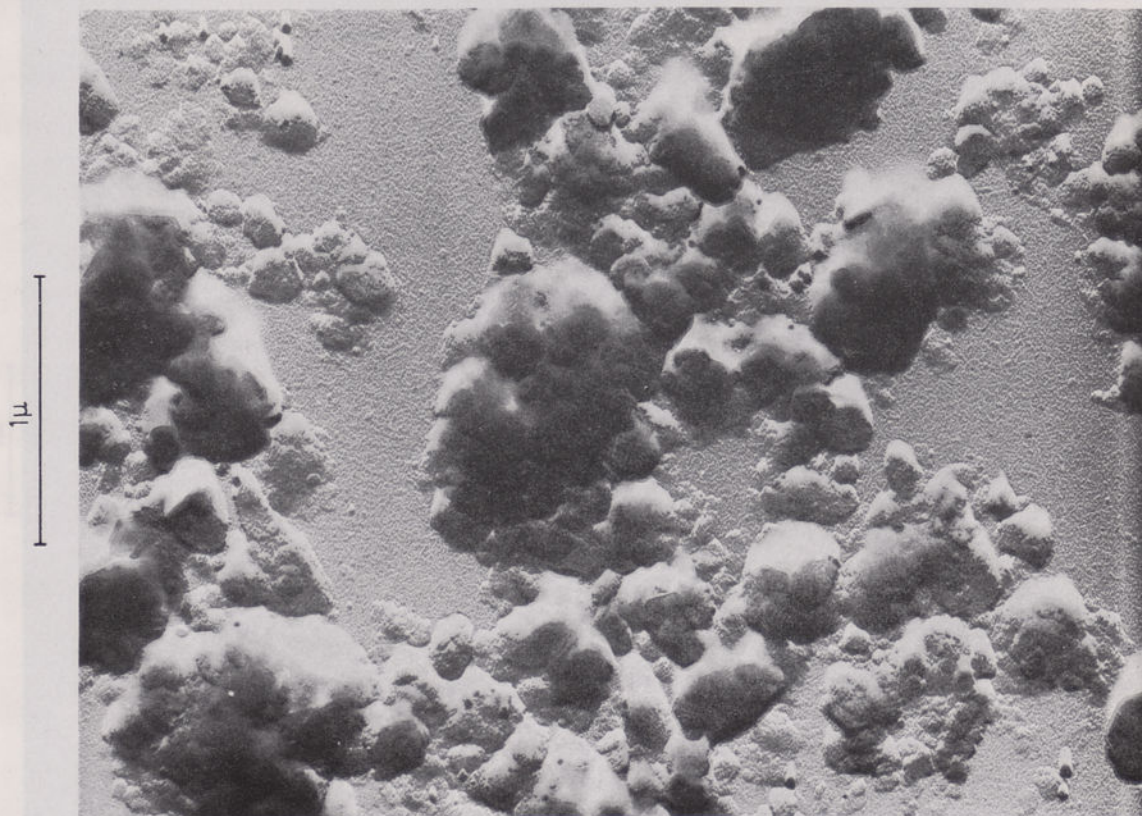
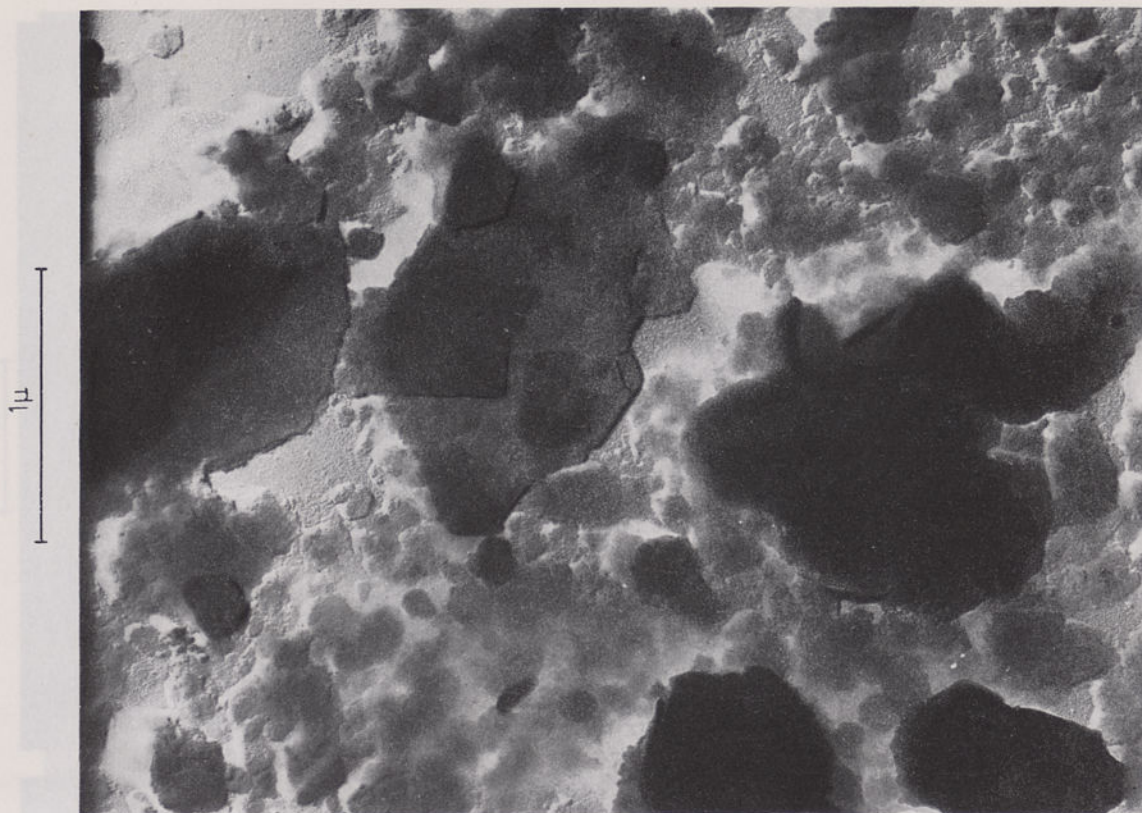
f) A microestrutura das argilas miocénicas da região de Luanda deixa inferir a possibilidade de um comportamento geotécnico anisotrópico, que esperamos tratar oportunamente.

AGRADECIMENTOS

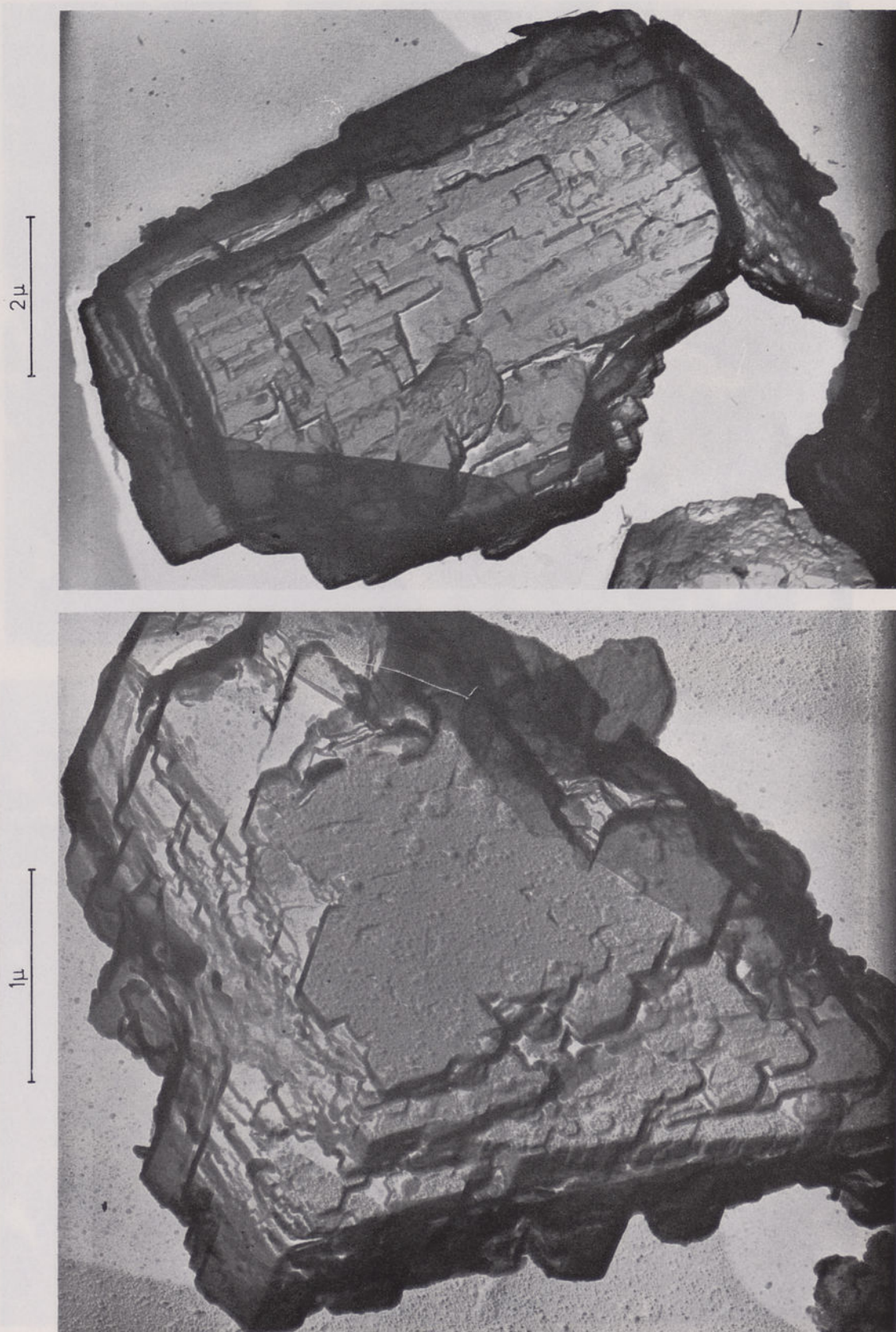
As análises ao microscópio electrónico foram levadas a efeito no Macaulay Institute for Soil Research, onde o autor estagiou durante dezasseis meses. Pelo facto desejamos apresentar os nossos sinceros agradecimentos ao Dr. W. McHardy, pelos valiosos ensinamentos e pela sua ajuda nas análises realizadas.

BIBLIOGRAFIA

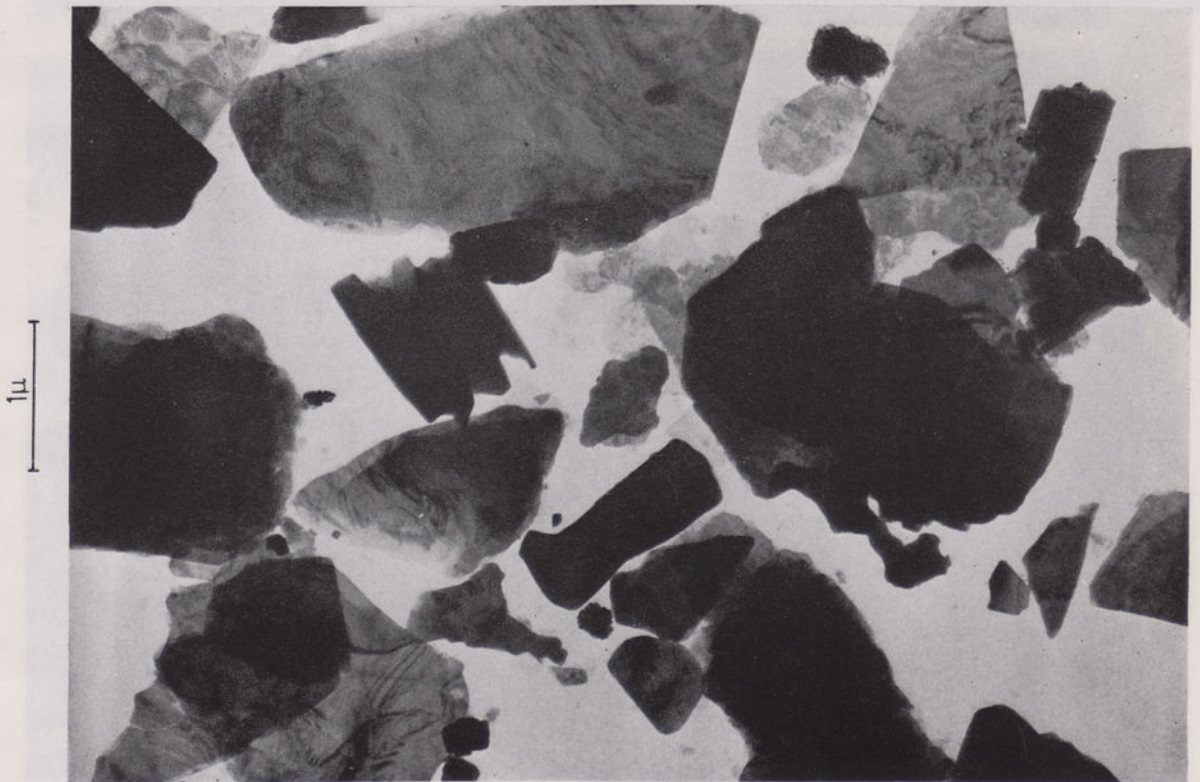
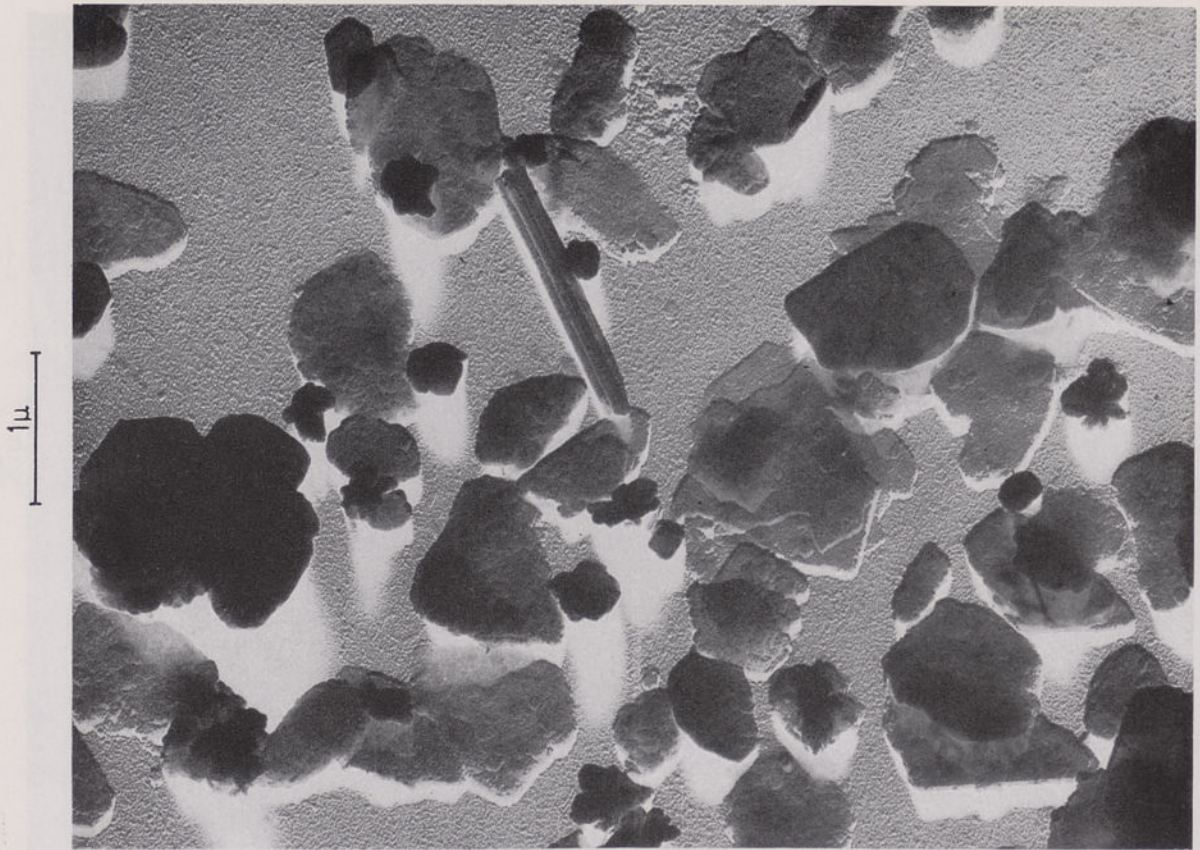
- 1) AASHO — *Standard methods of mechanical analysis of soils*, T-88, 1957.
- 2) BREWER, R. — «Structure and mineral analysis of soils». *Soil Clay Mineralogy*, The University of North Carolina Press, Chapel Hill, 1964.
- 3) BROGNON, G. & VERRIER, G. — «Tectonique et sédimentation dans le bassin du Quanza (Angola)». *Boletim dos Serviços de Geologia e Minas de Angola*, 11, 1965.
- 4) HORTA da SILVA, J. A. — *Geology and engineering behaviour of expansive and collapsing soils of Angola*. Dissertation. Imperial College of Science and Technology, Londres, 1969.
- 5) HORTA da SILVA, J. A. — «Nota sobre as características geológico-geotécnicas dos terrenos do Muqueque Lixeira, Bungo e Boavista». *LEA, Bol.*, 11 797, 1970.
- 6) HORTA da SILVA, J. A. — «Discussion on tropical and subtropical unstable soils». *5th Regional Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering for Africa*, LEA, Luanda, vol. II, 1971.
- 7) HORTA da SILVA, J. A. — «Discussion on identification, mineralogy and structure of expansive soils». *3rd International Conference on Expansive Soils*, Technion, Haifa, vol. II, 1973.
- 8) HORTA da SILVA, J. A. & GOMES TEIXEIRA, J. P. — *Carta Geotécnica da Região de Luanda — 1.ª Aproximação*. LEA Memória n.º 183, 1971.
- 9) KRUMBEIN, W. C. & PETTILJOHN, F. J. — *Manual of sedimentary petrography*. Appleton Century Crofts Inc., Nova Iorque, 1938.
- 10) KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L. — *Stratigraphy and sedimentation*, 2nd edition, Freeman and Co., S. Francisco, Londres, 1963.
- 11) LNEC — *Prospecção Geotécnica de Terrenos*. Documentação normativa, especificação E-219, 1968.
- 12) LNEC — *Termos de Petrografia mais Utilizados em Engenharia Civil*, 1971.
- 13) MATHAWAY, J. C. — «Procedure for clay mineral analysis used in the Sedimentary Petrology Laboratory of U.S. Geological Survey». *Clay Mineral Bulletin*, 3 (15), 1956.
- 14) MORGENSTERN, N. R. — «Structural and physico-chemical effects on the properties of clays». *Specialty Session, 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, México, 1969.
- 15) MORGENSTERN, N. R. & TCHALENKO, J. S. — «The optical determination of the preferred orientation in clay and its application to the study of microstructure in consolidated kaolin». *Proceedings of the Royal Society*, Londres, 1967.
- 16) MÜLLER, G. — *Methods in Sedimentary Petrography* (part I). Hafner Publishing Co., Nova Iorque, 1967.
- 17) NOVAIS-FERREIRA, H. & HORTA DA SILVA, J. A. — «Luanda expansive clays and laboratory appreciation criteria». *3rd International Conference on Expansive Soils*, Technion, Haifa, vol. I, 1973.
- 18) O'BRIEN, N. R. — «Electron microscope study of black shale fabric». *Die Naturwissenschaften*, 55, 1968.
- 19) RAVINA, I. — «Identification, mineralogy, structure, soil modification». *General report, 3rd International Conference on Expansive Soils*, Technion, Haifa, vol. II, 1973.
- 20) SAMLLEY, I. J. & CABRERA, J. G. — «Particle association in compacted kaolin». *Nature*, 222, 1969.
- 21) SMART, P. — «Statistics of soil structure in electron microscopes». *International Symposium on Soil Structure*, Gotemburgo, 1973.
- 22) TCHALENKO, J. S. *et al.* — «The correspondence between optical and X-ray measurements of particle orientation in clays». *Clay Minerals*, 9 (1), 1971.
- 23) TOVEY, N. K. — «Quantitative analysis of electron micrographs of soil structure». *International Symposium on Soil Structure*, Gotemburgo, 1973.
- 24) WADELL, H. — «Volume, shape and roundness of rock particles». *Journal of Geology*, 40, 1932.
- 25) WADELL, H. — «Volume, shape and roundness of quartz particles». *Journal of Geology*, 43, 1935.



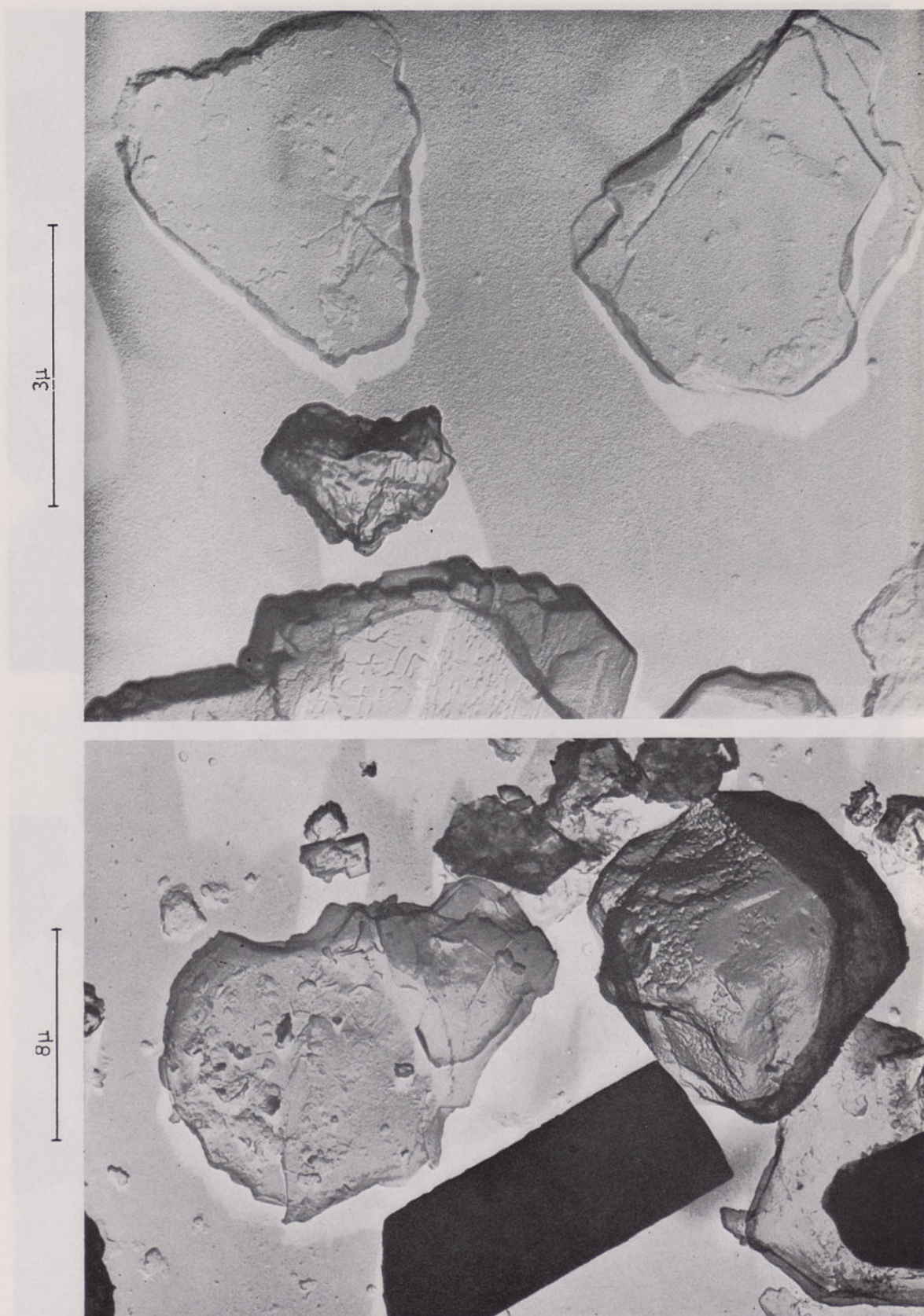
Microfotografias de argilas miocénicas de Luanda obtidas com o microscópio electrónico de transmissão. *Em cima*: microfotografia sombreada mostrando minerais micáceos, caulinite e montmorilonite na fracção $< 2\mu$. *Em baixo*: microfotografia sombreada mostrando montmorilonite e caulinite na fracção $< 0,2\mu$.



Microfotografias de argilas miocénicas de Luanda obtidas com o microscópio electrónico de transmissão. *Em cima*: réplica de um cristal de feldspato da fracção siltosa. *Em baixo*: réplica de um cristal gigante de caulinite da fracção siltosa

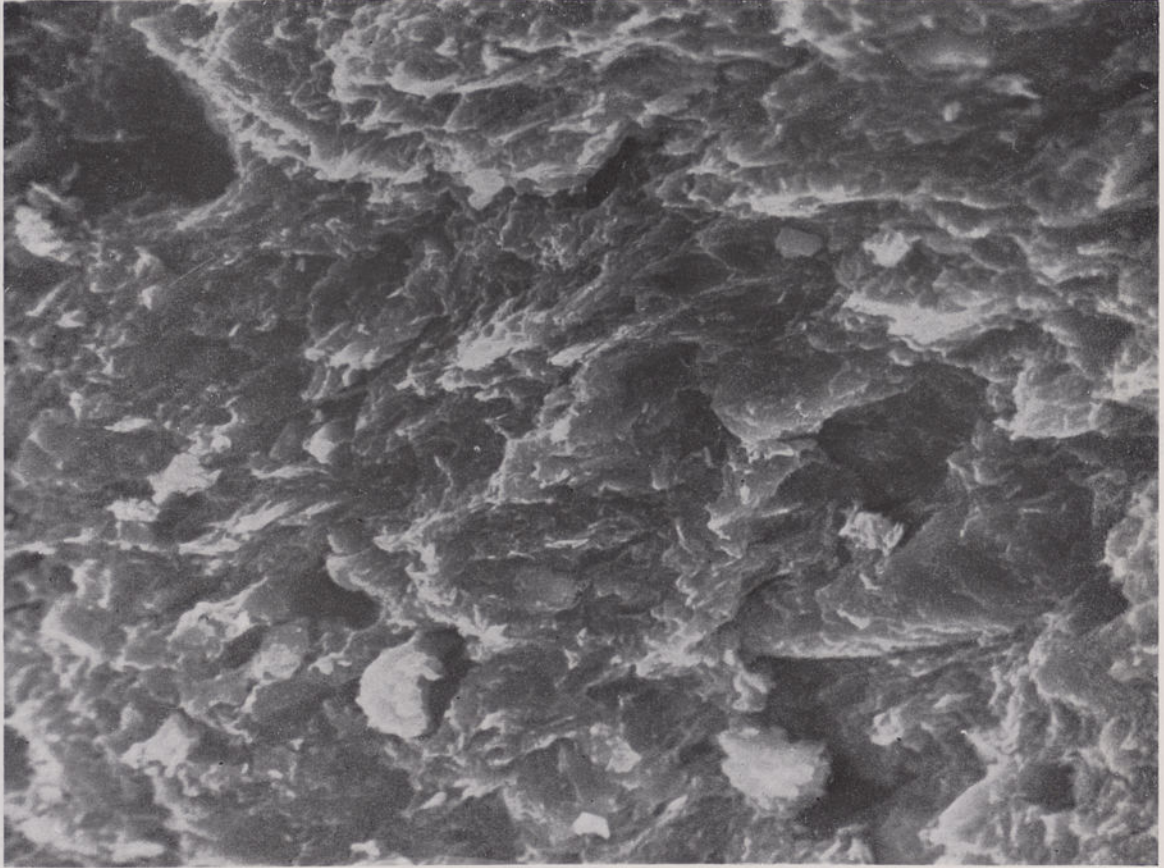


Microfotografias de argilas miocénicas de Luanda obtidas com o microscópio electrónico de transmissão. *Em cima*: microfotografia sombreada mostrando, predominantemente, minerais micáceos, caulinite e gesso na fracção $2\mu-0,2\mu$. *Em baixo*: aspecto das micas com figuras de interferência vistas em transmissão (fracção $2\mu-0,2\mu$)

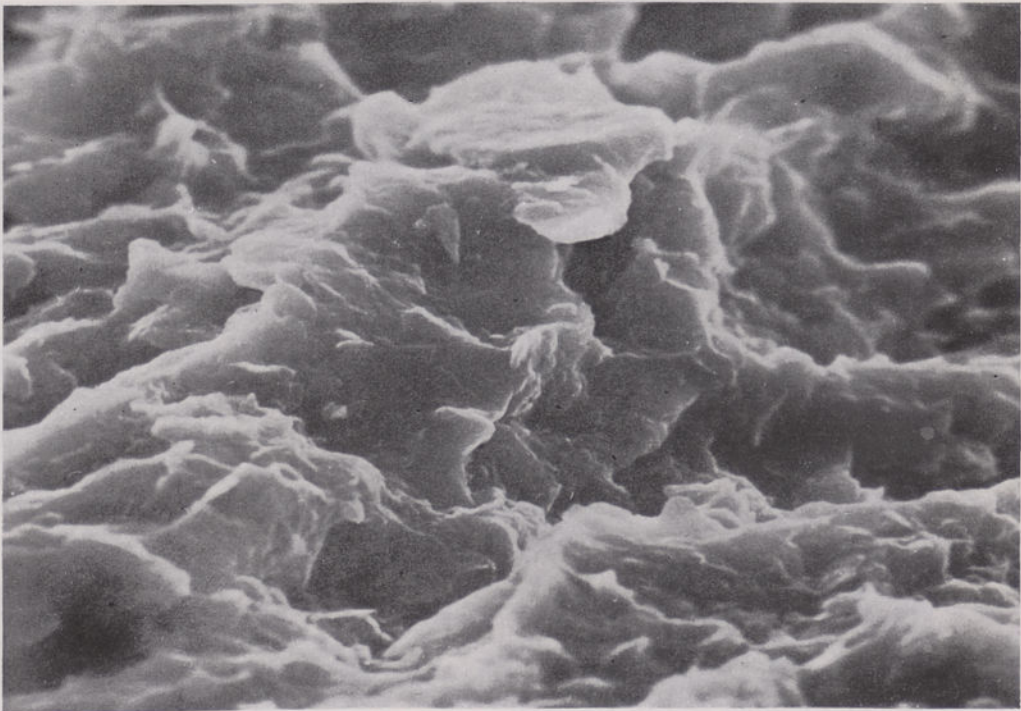


Microfotografias de argilas miocénicas de Luanda obtidas com o microscópio electrónico de transmissão. *Em cima*: réplica mostrando micas, feldspatos, quartzo, etc., no silte. *Em baixo*: réplica mostrando espactos do quartzo no silte

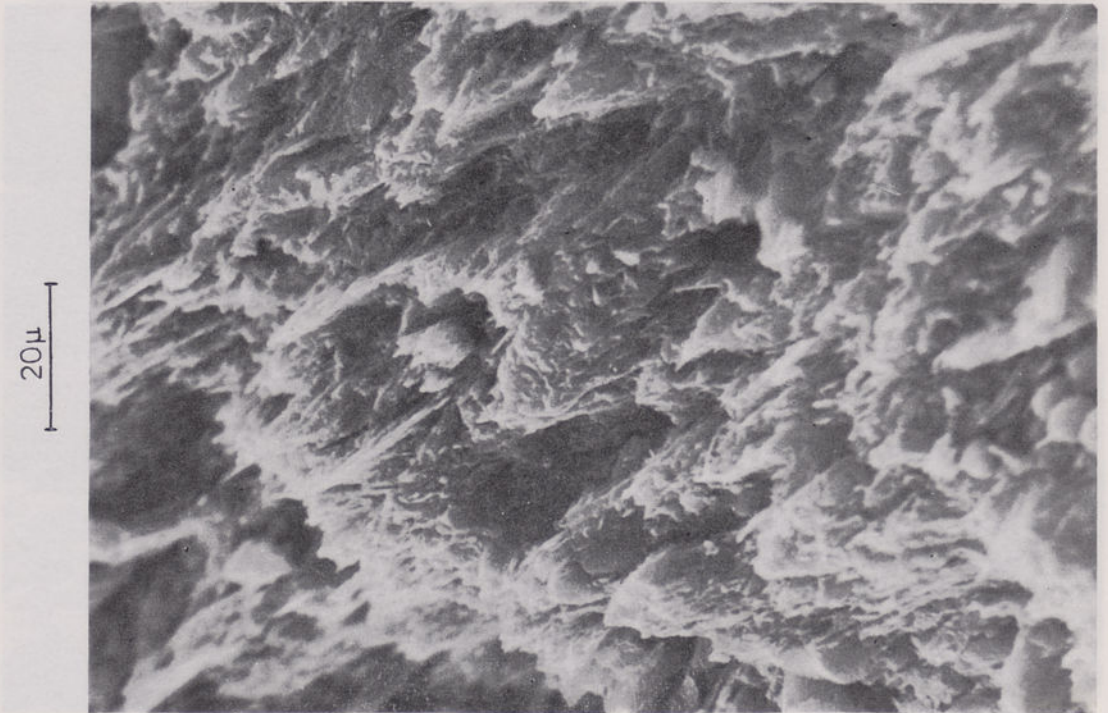
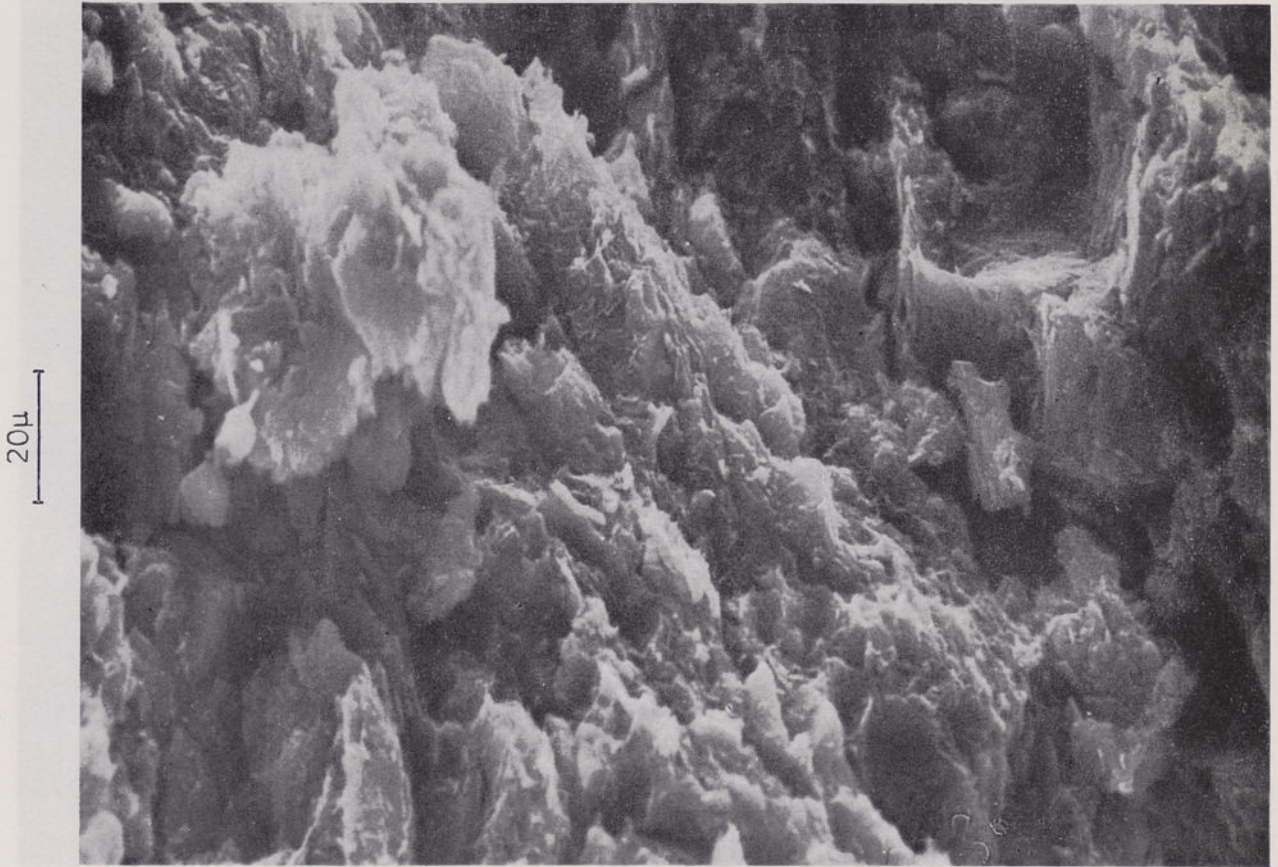
20 μ



20 μ



Microfotografias de argilas miocénicas de Luanda obtidas com o microscópio electrónico tipo *stereoscan*. Aspectos da fábrica da argila da Boavista



Microfotografias de argilas miocénicas de Luanda obtidas com o microscópio electrónico tipo *stereoscan*. Aspectos da fábrica da argila do Bungo



As argilas dos solos do distrito de Malanje (Angola)

A. F. A. SANCHES FURTADO

Centro de Estudos de Pedologia Tropical — Junta de Investigações Científicas
do Ultramar, Lisboa

(Recebido em 20-XII-1973)

As argilas dos solos do distrito de Malanje (Angola) foram estudadas por métodos físicos (difracção pelos raios X e análise térmica diferencial) e químicos. A influência dos diferentes factores pedogenéticos sobre a composição das argilas mostra-se irregularmente marcada, parecendo, no entanto, que a geomorfologia pode explicar em parte os diferentes tipos de minerais argilosos. Assim, a caulinite é o mineral predominante em toda a região planáltica, enquanto a montmorilonite aparece na Baixa de Cassange e nas zonas do Planalto com drenagem deficiente; a gibbsite, pelo contrário, encontra-se em locais de boa drenagem e os minerais micáceos predominam nas zonas de rejuvenescimento. Apresenta-se um esboço com a distribuição dos principais tipos de argilas encontrados no distrito de Malanje.

The clays from soils of the Malanje district (Angola) were analysed using physical (X-ray diffraction and differential thermal analysis) and chemical methods. The different pedogenic factors showed no clear influence on clay composition, though it seems that geomorphology may partly explain the different types of clay minerals. Thus kaolinite is predominant throughout the plateau region whereas montmorillonite occurs in the Baixa de Cassange and in the plateau zones with deficient drainage; gibbsite, however, is found in well drained sites and micaceous minerals predominate in rejuvenation zones. An outline is given of the distribution of the main types of clays found in the Malanje district.

GENERALIDADES

Prosseguindo no estudo das argilas dos solos de Angola, faz-se neste trabalho um inventário do material argiloso dos solos do distrito de Malanje. As amostras foram colhidas pela Missão de Pedologia de Angola e Moçambique, durante as campanhas efectuadas nos anos de 1954, 1962 e 1963.

A) Clima

O distrito de Malanje caracteriza-se por clima tropical sub-húmido seco a húmido (C_1 a B_3 se-

gundo a classificação de Thornthwaite), variando a temperatura média anual entre 20°C e 24°C e a precipitação entre os 800 mm e os 1500 mm anuais, sendo os valores mais frequentes da ordem de 1000 mm a 1400 mm (Missão de Pedologia de Angola e Moçambique e Centro de Estudos de Pedologia Tropical, 1968; Gouveia, 1956).

Os climas mais húmidos (B_2 e B_3) encontram-se na zona da escarpa e na região de Cateco; os menos húmidos na Baixa de Cassange e na zona central para oeste de Malanje.

A caracterização correcta do clima, particularmente o da Baixa de Cassange, é difícil, pois os elementos de que se dispõe são relati-

vamente restritos, e, por outro lado, a heterogeneidade da região do ponto de vista fisiogeográfico propicia a existência de uma grande variedade de microclimas.

B) Geologia

Os dados existentes (Marques, 1970; Mouta, 1954) permitem agrupar as diferentes formações geológicas do distrito de Malanje em duas unidades: o Maciço Antigo e as Formações de Cobertura.

1 — *Maciço Antigo*. — É constituído por formações de idade pré-câmbrica, que se incluem no complexo de base e no sistema do Congo Ocidental. Esta unidade encontra-se fundamentalmente numa vasta região para oeste do meridiano de 17°.

O complexo de base ocupa uma estreita faixa com uma largura inferior a 30 km, que se estende desde Cacuso até às vizinhanças do Quelo, passando a norte de Malanje. Esta formação aparece também representada no leste do distrito junto ao rio Cuango, tendo o seu maior desenvolvimento na região de Ingo. O complexo de base é constituído fundamentalmente por granitos, gnaisses e outras rochas eruptivas ou metamórficas.

O sistema do Congo Ocidental compreende as séries xisto-gresosa e xisto-calcária. A série xisto-calcária ocupa estreitas faixas para sul do complexo de base entre a fronteira e a região de Malanje. A série xisto-gresosa estende-se por uma vasta área, embora de uma maneira descontínua, desde Capunda até Duque de Bragança e Forte República.

2 — *Formações de cobertura*. — Sobre esta designação agrupam-se diferentes formações cuja idade varia entre o Carbónico e o Plio-Plistocénico, nomeadamente o sistema do Karroo (série do Lutoa e série de Cassange), a série do Cuango, o sistema do Calaari e os depósitos recentes provavelmente já pliocénicos (Marques, 1970).

A série de Lutoa (tilitos) aparece pouco representada, pois apenas se encontram pequenos afloramentos junto ao curso do rio Lui.

A série de Cassange ocupa vasta área para leste do meridiano de 17° e é constituída essencialmente por um complexo greso-argiloso ou xisto-gresoso.

A série do Cuango é uma formação greso-conglomerática que aflora localmente no Planalto, formando pequenos relevos residuais e, de uma maneira mais ou menos contínua, na parte nordeste do distrito.

No sistema do Calaari englobam-se os grés polimorfos (Calaari Superior), pouco representados, e as areias e cascalheiras, roladas, que ocupam extensas zonas do distrito, a sul de Cateco, a norte de Forte República e a leste do troço superior do rio Cambo até ao rio Cuango.

São ainda de referir nas formações de cobertura os lateritos ferruginosos, que se encontram na maior parte dos casos em zonas incluídas nas formações do sistema do Calaari.

C) Geomorfologia

Do ponto de vista geomorfológico, distinguem-se no distrito de Malanje (Marques, 1970) três unidades fundamentais: o Planalto, a Escarpa e a Baixa de Cassange.

1 — *Planalto*. — Compreende uma extensa região onde se evidenciam dois níveis bem definidos: 1240-1260 m e 900-1000 m. O primeiro nível, que borda a Baixa de Cassange a ocidente, é uma vasta zona aplanada onde se destacam por vezes superfícies perfeitamente horizontais, sobre as quais se podem encontrar extensos depósitos de areias e calhaus. Acima deste nível observam-se alguns relevos residuais que podem alcançar, na parte sudeste do distrito, altitudes superiores aos 1400 m. O nível 900-1000 m está em relação com os rios Cuanza e Lucala e parece corresponder a uma zona de rejuvenescimento.

Entre estes dois níveis bem definidos destaca-se uma extensa região com altitudes variando de 1000 m a 1200 m, percorrida a sul pelo rio Cuanza e seus afluentes, onde se observam grandes zonas lagunares.

Do ponto de vista geológico a área correspondente ao Planalto está em grande parte coberta por formações pertencentes ao sistema do Congo Ocidental (principalmente a série xisto-gresosa), ao complexo de base, à série de Cassange e às areias do Calaari.

2 — *Escarpa*. — Esta unidade estende-se numa direcção aproximada nor-noroeste-su-sueste com um desnível que diminui progressivamente de sul para norte. Do ponto de vista morfológico,

a Escarpa divide-se em dois elementos escarpados, separados por um patamar intermédio. Este patamar, cuja altitude varia entre 750 m e 900 m, tem um desenvolvimento irregular e acompanha mais ou menos a direcção do primeiro elemento escarpado, perdendo-se a nitidez deste degrau na região de Caombo-Micando.

O elemento escarpado mais elevado está talhado, a norte de Quela, fundamentalmente na formação no Cuango e, para sul, na série de Cassange (complexo greso-argiloso). O patamar intermédio, assim como o segundo elemento escarpado, estão talhados para sul de Cabatuquila na série de Cassange e, para norte, nas séries xisto-gresosa e xisto-calcária.

3 — *Baixa de Cassange*. — Esta vasta área depressionária é limitada a leste e a nordeste por um relevo de perfil tabular que se encontra a uma altitude que varia entre 750 m e 900 m. Para norte e nordeste de Milando todo este relevo é constituído por formações arenosas da série do Cuango ou do Calaari Superior. Para sul e leste de Iongo e Xá-Muteba esta zona é constituída por uma superfície estrutural talhada nas formações do Karroo, onde os cursos de água aparecem por vezes com vales encaixados, o que denuncia um rejuvenescimento do relevo.

Na região incluída na Baixa de Cassange afloram diferentes formações: complexo de base, séries xisto-calcária e xisto-gresosa, série do Cuango, série de Cassange (que domina) e sistema do Calaari.

A Baixa propriamente dita é limitada superiormente pela curva de nível de 700 m, podendo-se evidenciar nesta vasta área depressionária duas unidades separadas por um conjunto de relevos residuais que parecem restituir, os mais altos, o nível do Planalto e, os outros, o nível do patamar intermédio da Escarpa.

MATERIAL E MÉTODOS

Este estudo foi realizado sobre a fracção argilosa do horizonte B de 175 perfis de solos.

As amostras de argila foram estudadas por métodos físicos (difracção pelos raios X e análise térmica diferencial) e químicos. As técnicas adoptadas na colheita e tratamento das argilas, assim como os métodos utilizados, encontram-se descritos em trabalhos anteriores (Furtado, 1967 e 1969; Furtado & Silva, 1968; Furtado & Herbillon, 1964).

RESULTADOS

No quadro I apresentam-se os resultados obtidos no estudo dos diferentes perfis, aparecendo estes agrupados dentro de cada formação geológica segundo a proporção dos minerais fundamentais. Consideram-se como minerais fundamentais aqueles que representam mais de 40 % do total da amostra; no referido quadro aparecem ainda assinalados os minerais acessórios e minerais vestigiais, a que se atribui quantidades, respectivamente, entre 40 % e 5 % e inferiores a 5 %. O número colocado a seguir ao mineral ou minerais argilosos refere-se à quantidade de perfis com essa composição.

A distribuição dos perfis pelas diferentes unidades geológicas é, no entanto, pouco significativa, pois não existe um correcto conhecimento da litologia. No quadro aparecem ainda assinalados o clima (segundo a classificação de Thornthwaite) e a altitude.

A localização e a composição mineralógica das amostras dos diferentes perfis estudados encontram-se representadas no mapa I.

Dada a dificuldade de se poder correlacionar a composição das argilas com todos os factores pedogenéticos, agrupamos os perfis pela sua composição, integrando-os dentro da paisagem geológico-geomorfológica, procurando-se assim obter uma explicação para a génese das argilas. No mapa II aparecem delimitadas as zonas de ocorrência dos vários tipos de argila, que a seguir se caracterizam, nele se incluindo também alguns elementos geomorfológicos retirados do esboço geomorfológico do distrito de Malanje (Marques, 1970).

1 — Caulinite dominante, aparecendo acidentalmente minerais micáceos em certa proporção e montmorilonites em quantidades vestigiais.

A região abrangida ocupa a parte norte e leste do distrito e está do ponto de vista geomorfológico incluída na Baixa de Cassange, encontrando-se coberta em grande parte pelas areias do Calaari. Na zona leste este tipo de argilas pode aparecer também em correspondência com o complexo de base e o sistema do Karroo.

2 — Caulinite dominante, podendo, no entanto, encontrar-se minerais micáceos em quantidades superiores a 20 % e montmorilonites em diminutas quantidades.

QUADRO I
Composição mineralógica das argilas dos solos do distrito de Malanje

Unidade geológica	Número de perfis estudados	Minerais fundamentais	Minerais acessórios	Minerais vestigiais	Clima	Altitude (metros)
Série de Cassange	7	(Mm)7	(Mi,K)1 ou (K)2	(Mi,K)1 ou (K)1	C2,B1	600- 700
	1	(Mm,K)1	—	—	C2	
	3	(K)3	(Mm)1	(Q)2	C2	
	8	(Mm)8	(Mi,K)5 ou (Mt)2	—	C2	700- 800
	3	(Mm,Mi,K)3	—	—	C2,B1	
	1	(Mt)1	(K)1	(Mi)1	C2	
	5	(K)4 ou (K,Mt)1	(Mm, Mt)2 ou (M)1	(Mt)1	C2,B1	
	4	(Mm)4	(Mt)2 ou (Mi,K)1 ou (K)1	(A)1	C2	800- 900
	1	(K)1	(Gb)1	(Ct)1	C2,B1	
	1	(Mm)1	(Mi,K)1	—	C2	
	1	(Mm,Mi,K)1	—	(Q)1	C2	
	8	(Mi,K)6 ou (Mt)2	(K)1 ou (A)1	(Q)2 ou (A)2	C2	900-1 000
	2	(K)2	(Mt)2	(A)2	C2	
	2	(Mm)2	(K)2	—	C2,B1	1 000-1 100
	1	(K)1	(Mm)1	—	C2	
	5	(K)4 ou (K,Mt)1	(Gb)1	(Mt)1 ou (Mi,Ct)1	C2,B1	1 100-1 200
	7	(K)6 ou (K,Mt)1	(Mm, Mt)1 ou (Mm)1, (Gb)1	—	C2	1 200-1 300
	1	(K)1	(Gb,Mt)1	—	C2	1 300-1 400
1	(K)1	(Gb,Mt)1	—	C2	1 400-1 500	
3	(Mm)3	(Mt)3	—	C2	600- 700	
1	(Mm)1	(Mi,K)1	—	C2	700- 800	
2	(Mm,Mi,K)2	—	—	C2,B1	800- 900	
2	(K)2	(Mm)1 ou (Mt)1	—	C2	900-1 000	

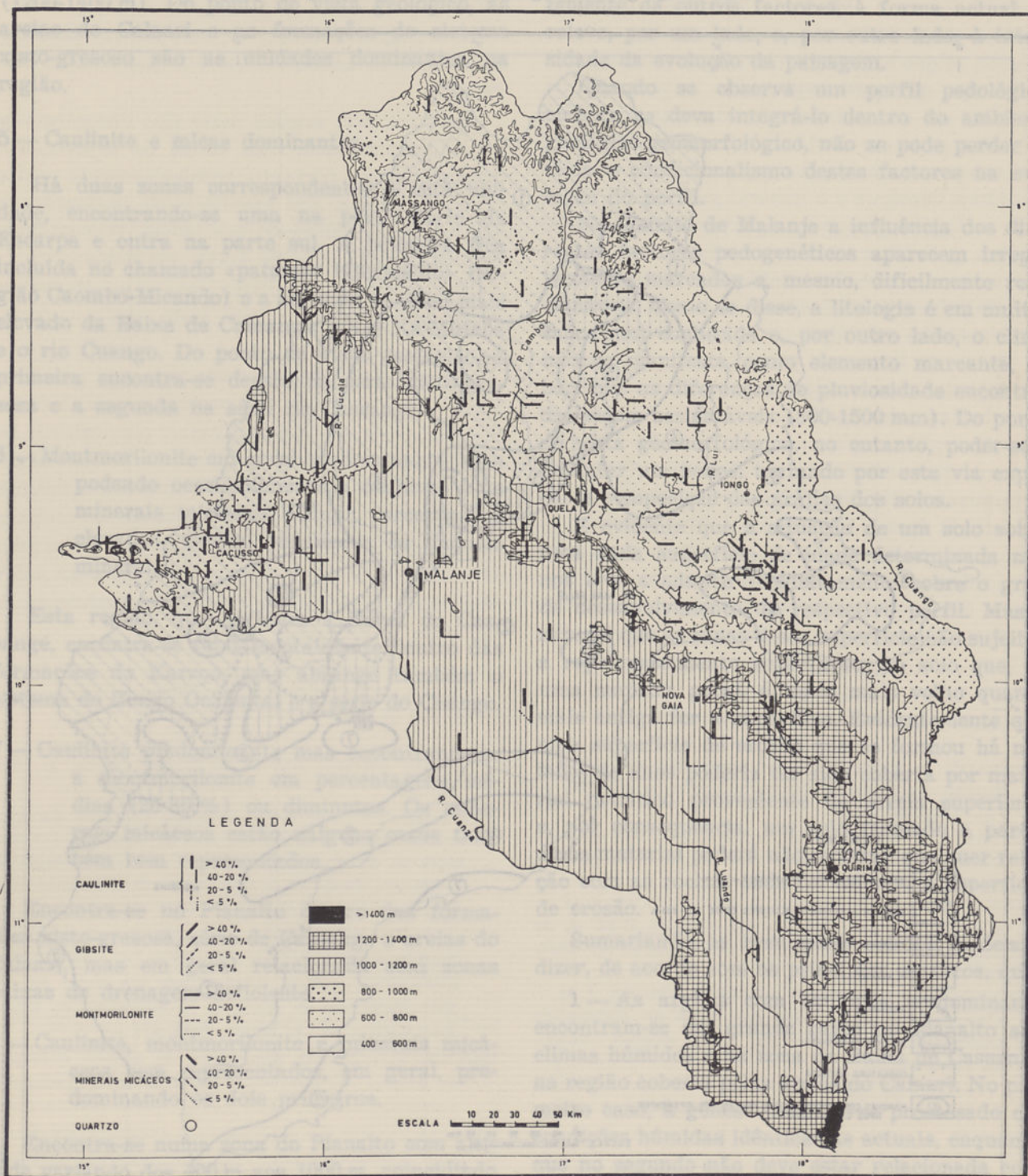
Série xisto-gresosa	1	(Mm)1 (Mi,K,A)1 (K)16 (K)1	(K,Mi)1 — (Mm,Mi)2 ou (Mm)3 ou (Mi)4 (Gb)1	(Q)1 — (Mi)4 ou (Mm,Mi)1	C2 B1 B1,B2 B1	1000-1 100
	1	(Mm)1 (Mi,In,K)1 (K)7 (Gb)1	(Mi,K)1 — (Mm,A)1 ou (Mi,In)1 ou (Mi)1, (Mi,In,Gb)1 K	— — (Mi,Mm)1, (Q)1	C2 B2 C2,B1 B1	1 100-1 200
	1	(K)1	—	—	B1	1 200-1 300
	1	(Mm)1	K	—	C2	400- 500
	2	(K)2	(Mm,A)1 ou (Mm,MiA)1	—	C2	500- 600
	4	(K)4	(Mm,Mi,A)1 ou (Mm)1 ou (Mi)1	—	C2	700- 800
	5	(K)5	(Mm)2 ou (Mi)1	—	C2	800- 900
Complexo de base	1	(Mm)1 (K)5	(K)1 (Mm)1 ou (Mm,Mi)1 ou (Mi)2	— —	C2 C2	900-1 000
	1	(Mm,K)1 (K)6	—	(Mi,Gb)1	C2 C2	1 000-1 100
	6	(K)1	(Mm,Mi)1	(In)1	B1	1 100-1 200
	4	(K)4	(Mm,Mi)1	(In)1 ou (Mi)1	C2,B1	1 200-1 300
	4	(K)4	(Mm)1	(Mm)1	C2,B1	600- 700
	4	(K)4	(Mi)1	—	C2,B1	700- 800
Areias do Calaari	1	(K)1	—	—	C2	800- 900
	1	(K)1	—	(Mi)1	C2	900-1 000

Unidade geológica	Número de perfis estudados	Minerais fundamentais	Minerais acessórios	Minerais vestigiais	Clima	Altitude (metros)
Áreas do Calaari (continuação) ...	1	(K)1	(Mm)1	—	B1	1 000-1 100
	1	(Mm, Mi, K)1	—	—	B1	1 000-1 100
	5	(K)5	(Mi, In)1 ou (Mi)1 ou (Gb)3	(Mm)1	B1, B2	1 100-1 200
	1	(Mi, K, Gb)1	—	—	B1	1 000-1 100
	9	(K)8 ou (K, Gb)1	(Mm, Mi)3	(Mm, Mi)1 ou (Cl)1 ou (Q)1, (Mi)1	B1, B2	1 200-1 300
	1	(Gb)1	(K)1	—	B2	1 200-1 300
	3	(K)3	(Gb)1	(Gb)1	B2	1 300-1 400
	2	(Mm)2	(K, Mi)2	—	C2	600- 700
	4	(Mm)3	(K)2 ou (Mi)1	—	C2	700-1 000
	1	(Mm, K)1	(Mm, Mi)1	—	C2	700- 800
Série do Cuango	1	(Mm, K)1	—	—	C2	800- 900
	2	(K, Mi)2	—	—	C2, B1	900-1 000
	1	(K)1	—	(Mm)1	B1	900-1 000
	1	(K)1	(Mi)1	—	C2	1 100-1 200
	1	(K)1	—	—	C2	1 300-1 400
	1	(K)1	—	—	C2	1 300-1 400

K — Caulinite, Mm — Montmorillonite, Mi — Minerais micáceos, Gb — Gibbsite, Cl — Clorite, In — Minerais interstratificados, Q — Quartzo, A — Minerais amorfos.

MAPA I

Carta hipsométrica do distrito de Malanje com a localização e composição das amostras



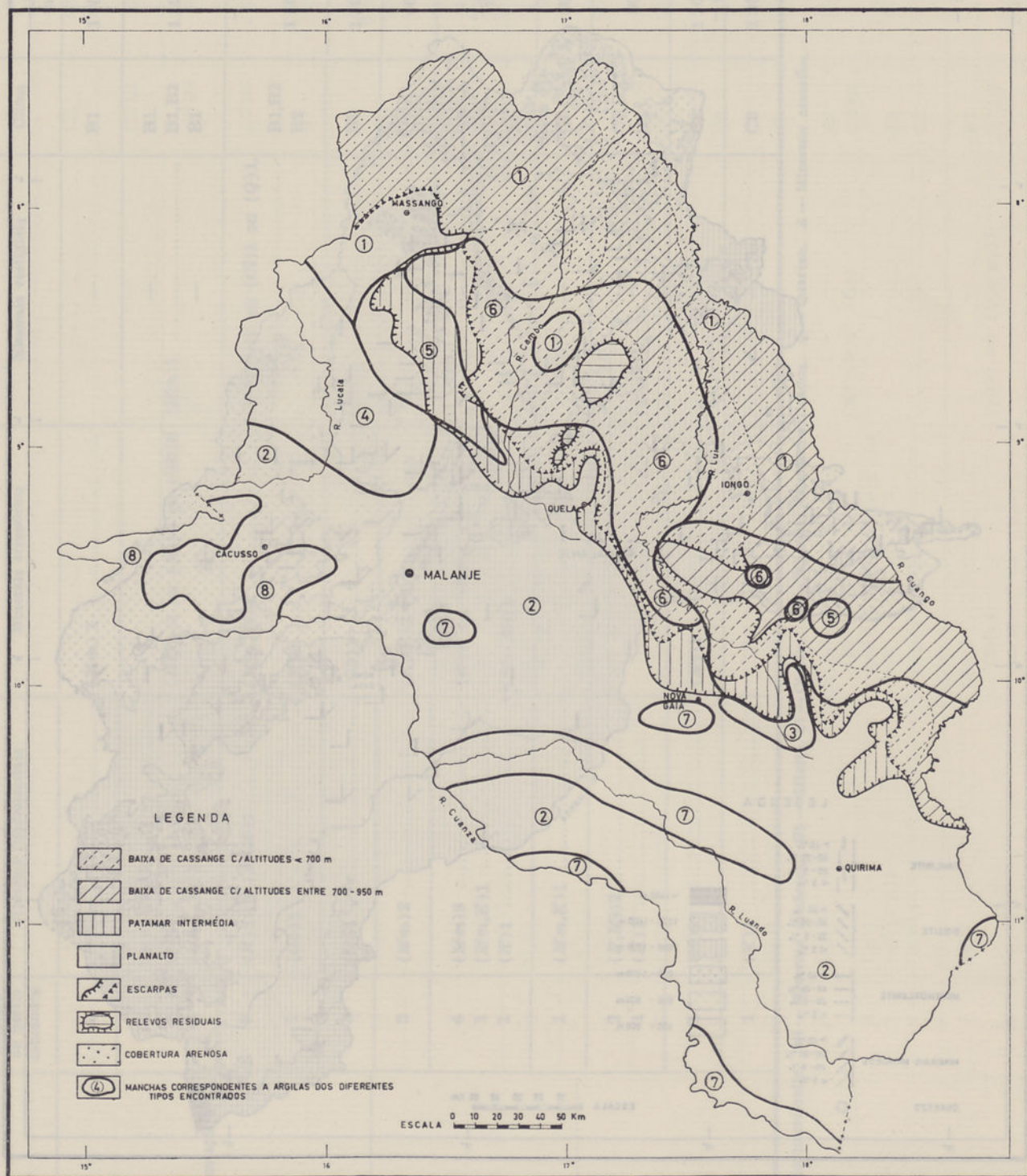
Esta região, incluída no Planalto, encontra-se, em geral, a uma altitude entre 1000 m e 1200 m, mas no canto sueste do distrito, na região de Quirima-Sautar, corresponde a um nível mais elevado (1200-1400 m). Do ponto de vista geológico compreende formações do complexo de base, sistema do Congo Ocidental, série de Cassange e areias do Calaari.

3 — Caulinite dominante, mas com gibsite em quantidades variáveis que podem ultrapassar os 20 %.

Coincide com uma pequena zona a leste de Nova Gaia, sendo a altitude da ordem dos 1200-1450 m. Encontra-se em correspondência com a série de Cassange e constitui uma região que se

MAPA II

Manchas correspondentes aos diferentes tipos de argilas implantadas num esboço geomorfológico do distrito de Malanje



localiza em parte no Planalto e em parte na Escarpa.

4 — Caulinite e gibsite em geral dominantes, podendo um ou outro predominar; os minerais micáceos aparecem em geral em diminutas quantidades. No canto sueste

da mancha a gibsite diminui bastante, tornando-se um mineral acessório ou mesmo vestigial.

Esta região, que se estende entre Duque de Bragança, Brito Godins, Cauale e a fronteira, encontra-se em geral a uma altitude de 1000 m a

1200 m, mas na sua parte norte abrange também parte da chamada «superfície do Cateco» (1200-1400 m). Do ponto de vista geológico, as areias do Calaari e as formações do sistema xisto-gresoso são as unidades dominantes na região.

5 — Caulinite e micas dominantes.

Há duas zonas correspondentes a esta unidade, encontrando-se uma na parte norte da Escarpa e outra na parte sul. A primeira fica incluída no chamado «patamar intermédio» (região Caombo-Micando) e a segunda no nível mais elevado da Baixa de Cassange, entre Xá-Muteba e o rio Cuango. Do ponto de vista geológico, a primeira encontra-se dentro da série xisto-gresosa e a segunda na série de Cassange.

6 — Montmorilonite em geral predominante, mas podendo ocasionalmente a caulinite e os minerais micáceos atingir percentagens elevadas, mesmo superiores às daquele mineral.

Esta região, que pertence à Baixa de Cassange, encontra-se fundamentalmente dentro das formações do Karroo, mas abrange também o sistema do Congo Ocidental e a série do Cuango.

7 — Caulinite predominante mas encontrando-se a montmorilonite em percentagens médias (20-30 %) ou diminutas. Os minerais micáceos estão nalguns casos também bem representados.

Encontra-se no Planalto dentro das formações xisto-gresosa, série de Cassange e areias do Calaari, mas em geral relacionada com zonas baixas de drenagem deficiente.

8 — Caulinite, montmorilonite e minerais micáceos bem representados, em geral, predominando os dois primeiros.

Encontra-se numa zona do Planalto com altitude variando dos 400 m aos 1000 m, coincidindo com o complexo de base e o sistema do Congo Ocidental (série xisto-gresosa e xisto-calcária).

APRECIACÃO DOS RESULTADOS

O modelado actual de uma paisagem é o resultado de uma sucessão de acções erosivas, em que a intensidade depende de vários factores de natureza litológica, tectónica e climática.

Nas regiões tropicais, as características de um perfil pedológico estão ligadas, independentemente de outros factores, à forma actual do relevo, por um lado, e, por outro lado, à intensidade da evolução da paisagem.

Quando se observa um perfil pedológico, embora se deva integrá-lo dentro do ambiente geológico-geomorfológico, não se pode perder de vista o condicionalismo destes factores na evolução do perfil.

No distrito de Malanje a influência dos diferentes factores pedogenéticos aparecem irregularmente marcados e, mesmo, dificilmente relacionáveis. Como se disse, a litologia é em muitos casos mal conhecida e, por outro lado, o clima não se manifesta como elemento marcante, se bem que as diferenças de pluviosidade encontradas sejam assinaláveis (800-1500 mm). Do ponto de vista geomorfológico, no entanto, poder-se-á adiantar um pouco, tentando por esta via explicar a composição das argilas dos solos.

É evidente que a situação de um solo sobre uma dada superfície de idade determinada não nos leva a admitir imediatamente sobre o grau de desenvolvimento do respectivo perfil. Mas é natural que as zonas dessa superfície não sujeitas a rejuvenescimento suportarão um solo que, de uma maneira geral, é tanto mais velho quanto mais antiga for a superfície. Evidentemente que uma superfície de erosão que se formou há milhões de anos poderia ter sido coberta por material detrítico proveniente de níveis superiores e, por consequência, um solo formado a partir desse material poderá não mostrar qualquer relação com as rochas onde foi talhada a superfície de erosão.

Sumariando os resultados obtidos, podemos dizer, de acordo com os princípios expostos, que:

1 — As argilas com caulinite predominante encontram-se em grande parte no Planalto sob climas húmidos e na zona da Baixa de Cassange na região coberta pelas areias do Calaari. No primeiro caso, a génese deve ter-se processado em condições húmidas idênticas às actuais, enquanto que no segundo não deve estar relacionada com o clima existente, bastante menos húmido que o do Planalto. As argilas teriam sido depositadas e portanto a sua formação ter-se-ia processado numa outra região onde as condições reinantes seriam favoráveis à sua génese;

2 — Argilas caulínicas com quantidades médias a pequenas de montmorilonite. As argilas deste tipo aparecem no Planalto, em relação com locais de drenagem deficiente. Correspondem às

regiões que no esboço geomorfológico aparecem marcadas como zonas lagunares ou como vales muito largos. A influência marcante da topografia local justifica o aparecimento da montmorilonite, já que a litologia ou o clima parecem não poder dar qualquer explicação. A presença da caulinite em quantidades elevadas nas condições referidas pode ser devida à sua acumulação nas zonas depressionárias, dado que em toda a região planáltica contígua é o mineral predominante;

3 — Argilas em que a montmorilonite predomina, podendo mesmo ser o mineral único, mas por vezes aparecendo também quantidades médias de minerais micáceos e/ou caulinite.

Pertence a este tipo grande parte das argilas da Baixa de Cassange propriamente dita, salvo as daquelas zonas sujeitas a rejuvenescimento ou cobertas pelo manto arenoso. A génese deste tipo de argilas explica-se pela situação topográfica em que se encontra a Baixa de Cassange, e, possivelmente, pela natureza do material subjacente. O factor fundamental deve ser, pois, a drenagem, mesmo tendo em consideração a existência de uma rede fluvial importante. O escoamento dos produtos de decomposição das rochas da Baixa, assim como daqueles que provêm das

zonas mais elevadas, far-se-á lentamente, originando um meio favorável à génese das montmorilonites;

4 — Argilas caulínicas, mas em que os minerais micáceos se encontram em quantidades elevadas.

Os solos com argilas deste tipo encontram-se em correspondência com zonas de rejuvenescimento intenso, portanto pedologicamente muito pouco evoluídas. Em grande parte derivarão de xistos, encontrando-se nos solos percentagem elevada de minerais de argila herdados;

5 — Argilas caulínicas, mas com gibsite em quantidades elevadas que pode mesmo predominar.

Os solos com argilas deste tipo, que se encontram principalmente na região do rio Lucala-Cateco, onde se verifica a maior pluviosidade do distrito, devem estar relacionados com uma cobertura arenosa e, portanto, com uma boa drenagem interna. A génese da gibsite deve ser o resultado da destruição de caulinite, dado que as argilas originárias do manto arenoso, depositadas sobre essa superfície, seriam muito provavelmente de natureza caulínica.

BIBLIOGRAFIA

FURTADO, A. F. A. Sanches — «As argilas dos solos do distrito de Benguela». *Garcia de Orta*, Lisboa, 15 (3), 1967, 567-576.

FURTADO, A. F. A. Sanches — «As argilas dos solos do distrito do Bié (Angola)». *Garcia de Orta*, Lisboa, 17 (3), 1969, 377-386.

FURTADO, A. F. A. Sanches & HERBILLON, A. J. — «Les argiles des sols des districts de Uíge et de Zaire (Angola)». *Garcia de Orta*, Lisboa, 12 (3), 1964, 495-514.

FURTADO, A. F. A. Sanches & VIEIRA e SILVA, J. M. — «Mineralogia das argilas dos solos do distrito do Cuanza Sul». *Bol. Serv. Geol. Minas Angola*, Luanda, 18, 1968, 35-53.

GOUVEIA, D. H. Godinho — *Reconhecimento da Baixa de Cassange (Angola)*. Memórias Junta Miss. Geogr.

Invest. Ultramar., Sér. Pedol. Trop., Lisboa, 4, 1956, 155 p.

MARQUES, M. Monteiro — «Alguns aspectos da geomorfologia de Angola. A Baixa de Cassange e o Planalto no distrito de Malanje». *Curso de Geologia do Ultramar*, Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa, II, 1970, 83-123.

MISSÃO DE PEDOLOGIA DE ANGOLA E MOÇAMBIQUE & CENTRO DE ESTUDOS DE PEDOLOGIA TROPICAL — *Carta Generalizada dos Solos de Angola*. Memórias da Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa, 56 (2.ª série), 1968, 277 p.

MOUTA, F. — *Notícia Explicativa do Esboço Geológico de Angola (1 : 2 000 000)*. Junta de Investigações do Ultramar, Lisboa, 1954, 148 p.

Reologia do manto superior terrestre em áreas oceânicas

F. MACHADO

Junta de Investigações Científicas do Ultramar, Lisboa

(Recebido em 17-V-1974)

O estudo das marés oceânicas de longo período (Mf e Mm), em relação com as correspondentes marés terrestres, sugere que o manto superior, imediatamente por baixo da litosfera oceânica (profundidade de cerca de 50 km), possa ter uma viscosidade da ordem de 10^{17} poises. Este valor subiria para 10^{20} poises debaixo dos blocos continentais (profundidade de cerca de 700 km). Estas viscosidades relativamente baixas parecem convenientes para explicar o efeito das marés terrestres na excitação das crises sísmicas de certas regiões e também para permitir a deslocação das placas crustais, de acordo com a teoria da tectónica global.

The study of long period ocean tides (Mf and Mm), in relation to the corresponding Earth tides, suggests that the upper mantle, just under the oceanic lithosphere (depth about 50 km), could have a viscosity of the order of 10^{17} poises. This value would increase to 10^{20} poises under continental shields (depth about 700 km). These fairly low viscosities help to explain the triggering effect of Earth tides in the seismic activity of some areas, and also the drift of crustal plates as assumed in the theory of global tectonics.

1 — INTRODUÇÃO

Admite-se geralmente que a viscosidade do manto superior terrestre é da ordem de 10^{21} ou 10^{22} poises (veja-se McConnell, 1968). Estes valores foram avaliados em blocos continentais que se estão elevando actualmente em consequência da fusão dos gelos pleistocénicos.

A viscosidade do material do manto superior depende certamente da fusão parcial que se admite produzir a zona de baixa velocidade sísmica (*low velocity layer*). Por sua vez, a fusão parcial depende das temperaturas existentes no manto e estas parecem variar apreciavelmente quando se passa de uma zona continental para uma zona oceânica (Wyllie, 1971, p. 31; Sass, 1971; veja-se também Machado, 1968a).

Na fig. 1 indicam-se as temperaturas prováveis numa zona oceânica e num escudo conti-

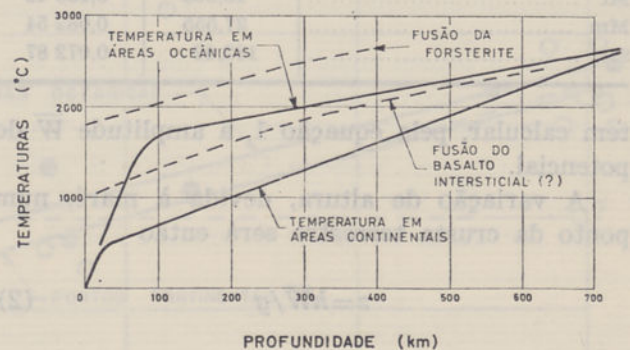


Fig. 1 — Temperaturas e pontos de fusão no manto superior (seg. Machado, 1968, com adições)

ental. A fusão parcial em áreas oceânicas (e a correspondente redução de viscosidade) pode começar à profundidade de cerca de 50 km. É mais incerto o que se passa sob os continentes, mas é provável que a viscosidade só tenha

ali diminuição apreciável a uns 700 km, coincidindo com o limite da profundidade dos focos sísmicos (correspondentes às zonas de subdução, por baixo das placas continentais).

A finalidade deste artigo é fundamentalmente discutir esta provável variação horizontal da viscosidade do manto superior.

2 — MARÉS TERRESTRES DE LONGO PERÍODO

As propriedades reológicas do interior da Terra influem naturalmente nas marés da crosta. Para o presente estudo vão ser especialmente adequadas as componentes de longo período Mf, Mm e Ssa (cf. Bartels, 1957; Melchior, 1966). Estas componentes são funções zonais de Laplace cujos potenciais (harmónicas de 2.^a ordem) têm a amplitude

$$\bar{W} = KG(1 - 3 \sin^2 \varphi) / 2 \quad (1)$$

onde φ é a latitude e $G = 2,621 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ é a constante das marés. K é um coeficiente que varia com a componente considerada.

Para as componentes que vão ser utilizadas, os períodos τ e os coeficientes de amplitude K vão indicados na tabela 1. Estes valores permi-

TABELA 1

Características de componentes do potencial das marés

Componente	τ (dias)	K
Mf	13,661	0,156 42
Mm	27,555	0,082 54
Ssa	182,62	0,072 87

tem calcular, pela equação 1, a amplitude \bar{W} do potencial.

A variação de altura, devida à maré, num ponto da crosta terrestre será então

$$z = h\bar{W}/g \quad (2)$$

onde h é um dos números de Love e g a aceleração da gravidade que é dada, com suficiente aproximação, por

$$g = 980,6 - 2,59 \cos 2\varphi \quad (3)$$

Aqui g é expresso em cm/s^2 .

Se desprezássemos o efeito da elevação da maré no respectivo potencial, a altura da maré

oceânica «de equilíbrio» (isto é, a maré num planeta esférico coberto por um oceano suficientemente espesso; cf. Lamb, 1945, p. 340), seria

$$z = \bar{W}/g \quad (4)$$

Para atender ao efeito da elevação da própria maré, devemos escrever porém

$$z = (1 + k)\bar{W}/g \quad (5)$$

onde k é outro número de Love.

Pelo estudo das componentes diurna e semi-diurna da maré terrestre em vários continentes obtiveram-se os valores $h = 0,58$ e $k = 0,29$ (Melchior, 1966, p. 300). Estes valores parecem corresponder a um interior da Terra que se comporta como material sólido.

Podemos, portanto, considerar que o número de Love h varia entre 0,58, para um sólido, e $1 + k = 1,29$, para um líquido.

O número h real depende naturalmente das propriedades reológicas do interior da Terra. Numa primeira aproximação podemos adoptar uma fórmula análoga à da teoria simplificada de Kelvin (cf. Melchior, 1972, p. 103)

$$h = h_0 / (1 + c\mu) \quad (6)$$

onde μ é o módulo de rigidez e h_0 e c são constantes que se poderão ajustar experimentalmente.

O manto superior terrestre é a parte do interior da Terra que parece ter influência predominante nos valores de h , tanto mais que a crosta sólida (litosfera) facilmente se adapta à forma do substrato, ou por deformação elástica ou mesmo por fractura. O módulo de rigidez do manto superior é aproximadamente $\mu = 0,7 \text{ Mb}$ (para material com comportamento sólido). Para um material líquido seria naturalmente $\mu = 0$.

As constantes h_0 e c poderão então ajustar-se de modo a termos $h = 0,58$ para $\mu = 0,7 \text{ Mb}$ e $h = 1,29$ para $\mu = 0$. Os valores que se obtêm são $h_0 = 1,29$ e $c = 1,75 \text{ Mb}^{-1}$.

3 — AMPLITUDES DA MARÉ OCEÂNICA

Para as componentes diurna e semidiurna, a maré oceânica é muito influenciada pelas características de ressonância das várias bacias. O efeito é, porém, praticamente inexistente nas componentes de longo período.

Para estas últimas componentes a maré deveria coincidir com a maré de equilíbrio (equação 5), mas, como a altura da água é referida à crusta sólida, o que se mede nos marégrafos é na realidade

$$z = (1 + k - h) \overline{W}/g = D\overline{W}/g \quad (7)$$

Esta expressão é a diferença das equações 5 e 2.

O factor de redução D deve variar entre 0,71 para um substrato sólido e zero para um substrato líquido (onde $h=1+k$).

Conhecidas as amplitudes das componentes de longo período da maré oceânica, poder-se-ia, em princípio, calcular para cada componente o factor de redução D . O método foi aplicado a vários portos do oceano Atlântico (fig. 2).

As constantes harmónicas das marés oceánicas são publicadas pelo Bureau Hidrográfico Internacional (publicação anónima, 1930-1966) e também, para os portos portugueses, pelo Instituto Hidrográfico, de Lisboa, em tabelas anuais de marés. Para os portos seleccionados, os valores das componentes M_f , M_m e S_{sa} (amplitude H e ângulo de fase χ), vão indicados na tabela 2.

Estes valores sofrem várias perturbações; uma primeira perturbação aparece na fase da oscilação (que é referida à fase do potencial no equador). Teoricamente, em virtude da equação 1, os portos com latitude $\varphi < 35^\circ 15,9'$ deve-

riam ter ângulo de fase $\chi=0^\circ$ e os portos com $\varphi > 35^\circ 15,9'$ deveriam ter $\chi=180^\circ$. Na realidade, porém, há dispersão não só nos valores H da amplitude, mas também nos valores de χ (cf. tabela 2). Para comparar a maré com o respectivo potencial convém usar o valor $z=H \cos \chi$.

Nas figs. 3, 4 e 5 representam-se aquelas amplitudes z em função de \overline{W}/g (calculados, para os vários portos, pela equação 1). Como se suspeita que possa haver diferenças reológi-



Fig. 2 — Portos do oceano Atlântico seleccionados para o presente estudo

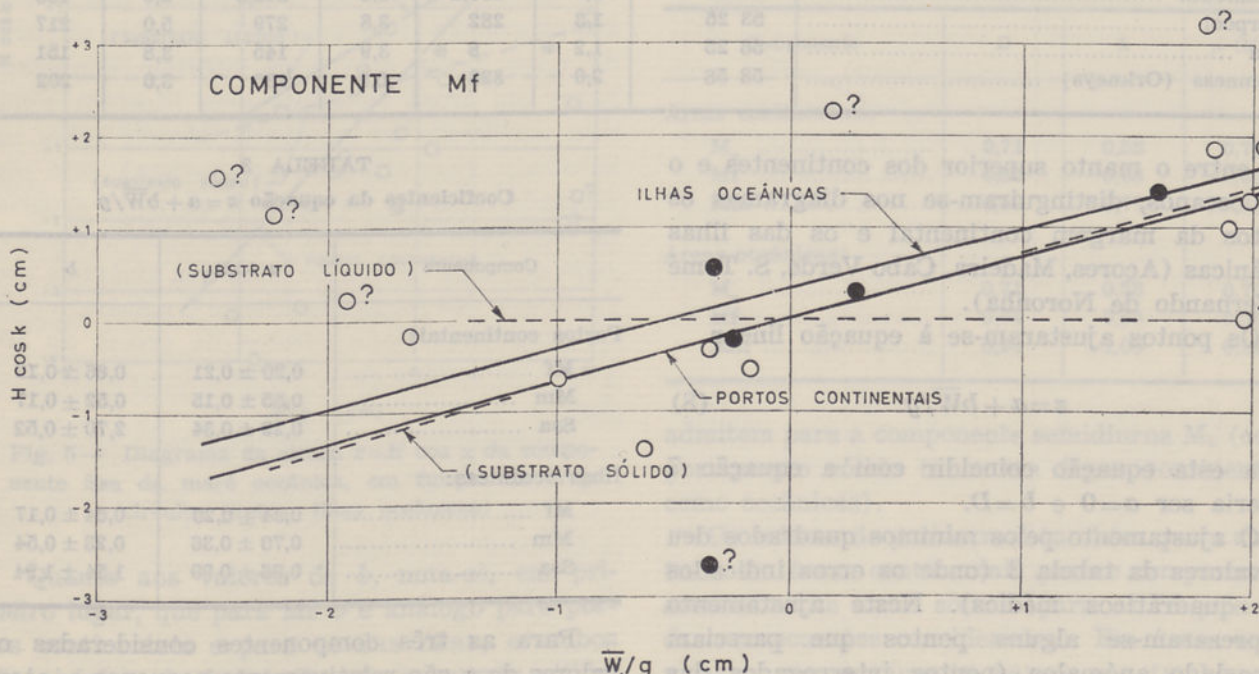


Fig. 3 — Diagrama da altura $z=H \cos \chi$ da componente M_f da maré oceânica, em função de \overline{W}/g (círculos pretos: ilhas oceánicas)

TABELA 2

Constantes harmônicas das componentes Mf, Mm e Ssa das marés oceânicas

Porto	Latitude (graus e minutos)	Mf		Mm		Ssa	
		H (centímetros)	% (°)	H (centímetros)	% (°)	H (centímetros)	% (°)
Salvador (Baía)	12 57,7 S	3,6	27,0	1,1	1,0	2,8	137,6
Lobito	12 20,7	1,9	11,6	0,6	39,2	5,2	28,6
Luanda	8 47,2	0,7	272,5	0,8	13,1	5,1	56,7
Rio Zaire	6 04,9	2,0	18,3	0,3	226,6	3,9	33,5
Fernando Noronha	3 49,9	—	—	2,0	357,1	—	—
Belém	1 26,9	2,6	68,2	4,2	15,2	6,7	6,2
A. Chaves (S. Tomé)	0 20,8 N	1,7	10,1	1,6	282,0	6,3	49,8
Takoradi	4 54	1,3	347,6	2,7	57,1	5,7	81,6
Freetown	8 30	1,3	3,5	1,5	298,3	2,3	137,6
Port of Spain	10 39	1,01	354,3	1,59	325,8	3,93	95,6
Porto Grande (Cabo Verde)	16 52,8	1,5	17,0	0,7	299,8	1,1	67,5
Nassau	25 05	—	—	—	—	3,1	33
Mayport	30 24	—	—	—	—	5,88	53
Savannah	32 05	—	—	—	—	0,3	95
Funchal (Madeira)	32 38,4	1,4	283,0	0,7	333,0	0,4	18,5
Casablanca	33 36	2,4	340,1	0,7	331,7	1,0	184,8
Lagos (Portugal)	37 05,8	0,9	232,7	1,6	47,6	3,1	104,2
Ponta Delgada (Açores)	37 44,0	0,2	161,4	1,9	27,7	4,6	246,5
Horta (Açores)	38 31,8	1,5	66,7	1,0	280,0	3,3	314,2
Angra (Açores)	38 38,7	2,7	185,7	0,9	68,0	2,9	27,3
Lisboa, Cascais	38 41,5	0,7	118,3	1,2	330,0	2,5	73,6
Washington	38 52	—	—	—	—	1,4	195
Atlantic City	39 21	—	—	—	—	2,8	18
Leixões	41 11,1	1,4	169,5	1,6	312,9	3,7	58,0
Newport (R. I.)	41 30	—	—	—	—	0,2	59
Portland	43 39	—	—	—	—	1,4	141
Halifax	44 40	0,70	155,6	0,67	152,2	2,10	131,4
St. John (Terra Nova)	47 34	—	—	—	—	2,2	217
Brest	48 23	—	—	2,9	19,3	8,5	247,5
Portsmouth	50 48	0,7	100,1	0,6	212,5	2,0	103
Liverpool	53 25	1,3	282	3,8	279	5,0	217
Oban	56 25	1,2	8	3,9	145	3,8	151
Stromness (Orkneys)	58 58	2,0	323	0,8	135	3,0	202

TABELA 3

Coefficientes da equação $z = a + b\bar{W}/g$

Componente	a (cm)	b
Portos continentais:		
Mf	0,20 ± 0,21	0,66 ± 0,12
Mm	0,55 ± 0,15	0,52 ± 0,17
Ssa	0,29 ± 0,34	2,70 ± 0,52
Ilhas oceânicas:		
Mf	0,34 ± 0,20	0,64 ± 0,17
Mm	0,70 ± 0,36	0,23 ± 0,54
Ssa	0,96 ± 0,99	1,54 ± 1,94

cas entre o manto superior dos continentes e o dos oceanos, distinguiram-se nos diagramas os portos da margem continental e os das ilhas oceânicas (Açores, Madeira, Cabo Verde, S. Tomé e Fernando de Noronha).

Os pontos ajustaram-se à equação linear

$$z = a + b\bar{W}/g \quad (8)$$

Para esta equação coincidir com a equação 7 deveria ser $a=0$ e $b=D$.

O ajustamento pelos mínimos quadrados deu os valores da tabela 3 (onde os erros indicados são quadráticos médios). Neste ajustamento desprezaram-se alguns pontos que pareciam demasiado anómalos (pontos interrogados das figs. 3, 4 e 5); o critério adoptado é, contudo, discutível.

Para as três componentes consideradas os valores de a são relativamente pequenos e, atendendo à dispersão dos pontos, talvez não sejam, em geral, significativamente distintos de zero.

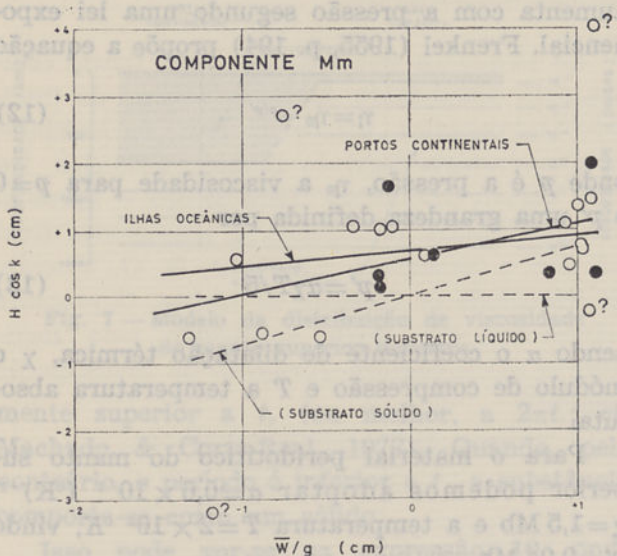


Fig. 4 — Diagrama da altura $z=H \cos x$ da componente Mm da maré oceânica, em função de W/g (círculos pretos: ilhas oceânicas)

mas o valor nas ilhas é já vizinho de zero (o que é característico de um substrato fluido).

Para Ssa a dispersão é enorme; isto resulta, em parte, do próprio método de análise harmónica das marés (A. E. S. Leitão, comunicação pessoal, 1973), parecendo haver também a influência de um factor climático que varia com a latitude (?). Mesmo assim, o valor de b nas ilhas é muito menor do que nos portos continentais (o que pode resultar de o substrato ter ali, respectivamente, comportamento líquido e sólido).

Nos cálculos da secção seguinte não vão ser considerados os valores correspondentes à componente Ssa. Para as outras componentes toma-se $D=b$.

4 — NÚMEROS DE LOVE E VISCOSIDADE DO MANTO

Conhecidos os valores $D=1+k-h$, é possível determinar o número h (supondo, em todos os casos, $k=0,29$) e, pela equação 6, o módulo de rigidez μ .

Os valores no substrato (manto superior) para as componentes Mf e Mm vão indicados na tabela 4. Juntam-se também os valores que se

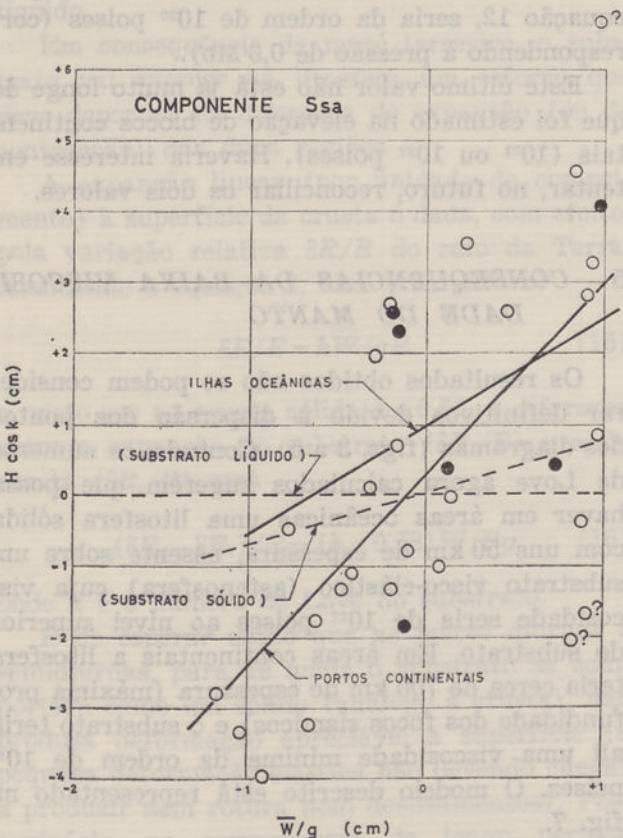


Fig. 5 — Diagrama da altura $z=H \cos x$ da componente Ssa da maré oceânica, em função de W/g (círculos pretos: ilhas oceânicas)

TABELA 4

Elementos para o cálculo da viscosidade do manto terrestre

Componente	D	h	μ (Mb)
Áreas continentais:			
M ₂	0,71	0,58	0,70
Mf	0,66	0,63	0,60
Mm	0,52	0,77	0,39
Áreas oceânicas:			
M ₂	0,71	0,58	0,70
Mf	0,64	0,65	0,56
Mm	0,23	1,06	0,12

admitem para a componente semidiurna M₂ (comportamento sólido tanto em áreas continentais como oceânicas).

Os valores de μ mostram também que o substrato em áreas continentais parece comportar-se sensivelmente como sólido (para as frequências das componentes consideradas). Em áreas oceânicas o comportamento parece ser também de sólido para uma perturbação de frequência relativamente alta (M₂), mas aproxima-se do de um

líquido para frequências iguais ou superiores à de Mm.

Um modelo reológico simples que tem comportamento análogo é o corpo visco-elástico de Maxwell (veja-se, por exemplo, Jaeger & Cook, 1969, p. 299; Machado & Corte-Real, 1972). Este corpo, quando sujeito a uma perturbação oscilante proporcional a $e^{i\omega t}$, com $\omega = 2\pi/\tau$ (onde t é o tempo e τ o período da vibração), apresenta um módulo de rigidez complexo

$$\mu = \frac{\mu_0}{1 + \mu_0^2/\omega^2 \eta^2} \left(1 + i \frac{\mu_0}{\omega \eta} \right) \quad (9)$$

sendo μ_0 a rigidez para $\tau=0$ e η a viscosidade.

O efeito da parte imaginária (que só é sensível quando ω é muito pequeno e, portanto, μ vizinho de zero) pode desprezar-se na presente aproximação, considerando-se apenas a parte real

$$\mu = \mu_0 / (1 + \mu_0^2/\omega^2 \eta^2) \quad (10)$$

Para obter uma função linear (em $1/\omega^2$) convém escrever

$$\frac{1}{\mu} = \frac{1}{\mu_0} + \frac{\mu_0}{\eta^2} \cdot \frac{1}{\omega^2} \quad (11)$$

Esta equação, para os valores correspondentes a ilhas oceânicas, foi representada na fig. 6.

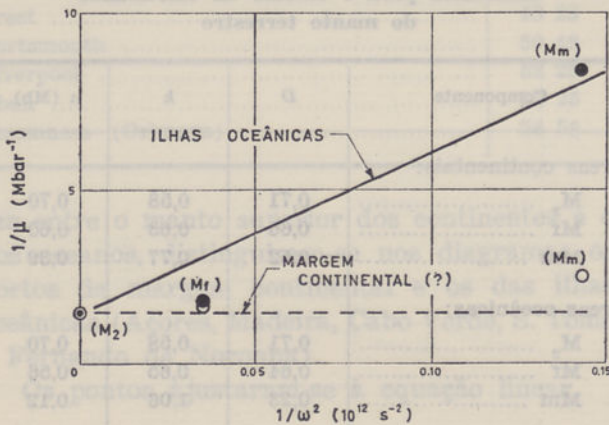


Fig. 6 — Diagrama de $1/\mu$ em função de $1/\omega^2$ para as componentes M_2 , M_f e M_m da maré terrestre (círculos pretos: áreas oceânicas)

Tomando $\mu_0 = 0,70$ Mb, o ajustamento de $1/\mu - 1/\mu_0$ em função de $1/\omega^2$ deu $\mu_0/\eta^2 = 4,6 \times 10^{-23}$ e $\eta = 1,2 \times 10^{17}$ poises.

O valor assim obtido para a viscosidade do manto em áreas oceânicas deve corresponder apenas ao limite superior da astenosfera (profundidade ~ 50 km). Com efeito, a viscosidade

aumenta com a pressão segundo uma lei exponencial. Frenkel (1955, p. 194) propõe a equação

$$\eta = \eta_0 e^{p/p'} \quad (12)$$

onde p é a pressão, η_0 a viscosidade para $p=0$ e p' uma grandeza definida por

$$p' = \alpha \chi T / 5 \quad (13)$$

sendo α o coeficiente de dilatação térmica, χ o módulo de compressão e T a temperatura absoluta.

Para o material peridotítico do manto superior podemos adoptar $\alpha = 0,6 \times 10^{-4}$ ($^\circ\text{K}$) $^{-1}$, $\chi = 1,5$ Mb e a temperatura $T = 2 \times 10^3$ $^\circ\text{K}$, vindo $p' = 0,04$ Mb.

Supondo que a viscosidade de 10^{17} poises corresponde à profundidade de 50 km (pressão de 0,015 Mb), a viscosidade a 700 km, calculada pela equação 12, seria da ordem de 10^{20} poises (correspondendo à pressão de 0,3 Mb).

Este último valor não está já muito longe do que foi estimado na elevação de blocos continentais (10^{21} ou 10^{22} poises). Haveria interesse em tentar, no futuro, reconciliar os dois valores.

5 — CONSEQUÊNCIAS DA BAIXA VISCOSIDADE DO MANTO

Os resultados obtidos não se podem considerar definitivos devido à dispersão dos pontos dos diagramas (figs. 3 a 5). Contudo, os números de Love agora calculados sugerem que possa haver em áreas oceânicas uma litosfera sólida com uns 50 km de espessura, assente sobre um substrato visco-elástico (astenosfera) cuja viscosidade seria de 10^{17} poises ao nível superior do substrato. Em áreas continentais a litosfera teria cerca de 700 km de espessura (máxima profundidade dos focos sísmicos) e o substrato teria ali uma viscosidade mínima da ordem de 10^{20} poises. O modelo descrito está representado na fig. 7.

As consequências tectónicas deste modelo parecem razoáveis.

Como se sabe, numa substância visco-elástica o tempo de relaxação é

$$t_r = \eta / \mu_0 \quad (14)$$

Quando uma substância deste tipo fica sujeita a uma perturbação periódica, apresenta comportamento de líquido se o período é apreciável-

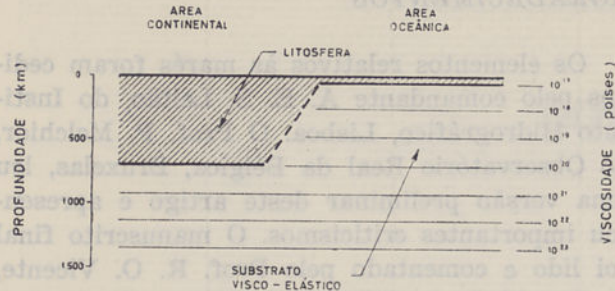


Fig. 7 — Modelo da distribuição de viscosidade no manto superior terrestre

mente superior a t_r (ou melhor, a $2\pi t_r$; cf. Machado & Corte-Real, 1972). Quando, pelo contrário, o período é inferior a t_r , a substância comporta-se como um sólido.

Isso pode ver-se na expressão 10, onde $\mu \cong \mu_0$ para ω grande (período pequeno) e $\mu \cong 0$ para ω pequeno (período grande). Este último valor corresponde, como se disse, ao caso de um líquido.

Em consequência da maré terrestre, o substrato vai exercer na litosfera um esforço que deve depender da diferença de expansão (ou de contracção) das duas regiões.

A expansão linear (por unidade de comprimento) à superfície da crosta é dada, com efeito, pela variação relativa $\delta R/R$ do raio da Terra. Atendendo à equação 2, virá (com $\delta R = z$)

$$\delta R/R = h\bar{W}/gR \quad (15)$$

e, visto ser na crosta sólida $h = 0,58$, a diferença entre a expansão do substrato ($\delta R_s/R$) e a da crosta ($\delta R_c/R$) será

$$(\delta R_s - \delta R_c)/R = (h - 0,58)\bar{W}/Rg \quad (16)$$

onde h é o número de Love do substrato.

É de esperar então que as marés diurnas e semidiurnas, para as quais o substrato se comportará como um sólido (análogo à crosta), não produza deformação apreciável à superfície (a pequena deformação elástica não devendo chegar a produzir nem rotura nem deslizamentos). Pelo contrário, as componentes de longo período (especialmente Ssa) devem ter uma influência importante nos fenómenos sismotectónicos, porque a expansão que essas componentes produzem no substrato (que se comporta agora como um líquido) é muito superior à expansão da crosta, forçando a deslocação lateral desta.

O efeito foi estudado nos Açores (Machado, 1973; Machado *et al.*, artigo no prelo), onde há realmente uma boa correlação entre a deri-

vada dW/dt do potencial da componente Ssa e as crises sísmicas de algumas ilhas.

Quando o material do substrato tiver comportamento de líquido, será $h \cong 1,29$ e virá, pela equação 16, para a latitude dos Açores ($\sim 38,5^\circ$) uma expansão relativa $(\delta R_s - \delta R_c)/R = 1,8 \times 10^{-10}$.

Tem-se admitido que os fenómenos sismotectónicos sejam produzidos por uma gravitação pulsante com período de onze anos (Machado, 1968b e 1973b). A correspondente variação relativa do raio terrestre seria de $1,4 \times 10^{-8}$ aproximadamente.

O efeito da maré é, portanto, apenas $1/80$ daquele valor. Mas, como o que parece produzir os abalos de terra é a velocidade de expansão, a relação das derivadas em ordem ao tempo é já $1/4$ (por o período da componente Ssa ser vinte e duas vezes menor do que o da pulsação da gravitação). Esta é uma ordem de grandeza conveniente para a maré terrestre actuar como excitação (*trigger-force*) da actividade sísmica.

Por outro lado, para esta pulsação constituir o mecanismo da tectónica de placas, é ainda necessário que, mesmo debaixo dos continentes, o material seja suficientemente fluído para permitir a deriva.

Com $\eta = 10^{20}$ poises o tempo de relaxação do substrato continental seria de quatro a cinco anos ($2\pi t_r$ atingiria perto de trinta anos). Para uma pulsação com período de onze anos o comportamento é, portanto, intermédio entre sólido e líquido; mas a deslocação das placas (nas áreas continentais) será sempre possível porque em certas fases da pulsação a pressão no substrato deve baixar apreciavelmente, diminuindo assim a viscosidade. Sob os oceanos o tempo de relaxação reduz-se a dois dias apenas, não havendo aparentemente dificuldade para a deriva das placas.

Um outro importante aspecto do problema reside no movimento de nutação da Terra (com período de catorze meses), que parece corresponder a um comportamento sólido do manto (Melchior, comunicação pessoal, 1973; veja-se também Vicente, 1961). Já à profundidade de 700 km o tempo de relaxação é, porém, de quatro ou cinco anos, e daí para baixo deve ser sempre muito maior. Na quase totalidade do manto o material comporta-se, portanto, como sólido para o movimento de nutação. Não é certamente de esperar grande influência da baixa viscosidade de uma pequena espessura da astenosfera (o que, aliás, se verifica apenas em áreas oceânicas).

Finalmente interessa considerar o amortecimento $1/Q$ do material do manto. Para períodos da ordem de 100 s, $1/Q$ varia de 10^{-2} a 10^{-3} (Anderson & Kovach, 1964; Knopoff, 1969).

Num corpo visco-elástico é, como se sabe,

$$1/Q = \mu_0 / \omega \eta \quad (17)$$

Para o substrato aqui admitido em áreas oceánicas viria (no máximo) $1/Q = 10^{-4}$. Isto parece mostrar que o efeito da visco-elasticidade não é a contribuição mais importante para o amortecimento daquele material.

AGRADECIMENTOS

Os elementos relativos às marés foram cedidos pelo comandante A. E. S. Leitão, do Instituto Hidrográfico, Lisboa. O Prof. P. Melchior, do Observatório Real da Bélgica, Bruxelas, leu uma versão preliminar deste artigo e apresentou importantes criticismos. O manuscrito final foi lido e comentado pelo Prof. R. O. Vicente, da Faculdade de Ciências de Lisboa. O presente estudo foi, em parte, subsidiado pelo Instituto de Alta Cultura (projecto de investigação LMG/3).

A todos o autor deseja agradecer.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, D. L. & KOVACH, R. L. — «Attenuation in the mantle and rigidity of the core from multiply reflected core phases». *Proc. Nat. Acad. Sci.*, Washington, 51 (2), 1964, 168-172.
- BARTELS, J. — «Gezeitenkräfte». *Handbuch der Physik* (J. Bartels, editor), Berlin, Springer, 1957, 734-795.
- FRENKEL, J. — *Kinetic Theory of Liquids*, Nova Iorque, Dover, 1955, 488 p.
- KNOPOFF, L. — «Attenuation of seismic waves in the mantle». *The Earth's Crust and Upper Mantle* (P. J. Hart, editor), Washington, Amer. Geophys. Un., 1969, 273-275.
- LAMB, H. — *Hydrodynamics*, Nova Iorque, Dover, 1945, 738 p.
- MACHADO, F. — «Temperature and distribution of radioactive matter in the upper mantle». *Bull. Volcanol.*, Nápoles, 32 (2); 1968a, 403-413.
- «Sobre a pulsação de fenómenos geológicos». *Bol. Soc. Geol. Port.*, Lisboa, 16 (4), 1968b, 253-265.
- «Periodicidade sísmica nos Açores». *Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 56, 1973a, 475-486.
- «A hipótese de uma pulsação de gravitação com período de 11 anos». *Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 1 (2), 1973b, 27-36.
- MACHADO, F. & CORTE-REAL, M. E. — «Sobre a reologia de areias». *Técnica*, Lisboa, 35 (418), 1972, 117-124.
- MACHADO, F.; TRÉPA, M. V.; FERIN, C. & NUNES, J. C. — «Crise sísmica do Pico (Açores), Nov. 1973». *Com. Serv. Geol. Port.*, Lisboa (em publicação).
- MCCONNELL, R. K. — «Viscosity of the mantle from relaxation time spectra of isostatic adjustment». *J. Geophys. Res.*, Washington, 73 (22), 1968, 7089-7105.
- MELCHIOR, P. — *The Earth Tides*, Oxford, Pergamon, 1966, 458 p.
- *Physique et Dynamique Planétaires*, 3, Lovaina, Vander, 1972, 268 p.
- SASS, J. H. — «The Earth's heat and internal temperatures». *Understanding the Earth* (I. G. Gass; P. J. Smith & R. C. L. Wilson, editores), Sussex, Artemis, 1971, 81-87.
- VICENTE, R. O. — «The theory of nutation and the internal constitution of the Earth». *Physics and Chemistry of the Earth*, Oxford, Pergamon, 4, 1961, 251-280.
- WYLLIE, P. J. — *The Dynamic Earth*, Nova Iorque, Wiley, 1971, 416 p.
- ANÓNIMO — *Tides, Harmonic Constants*, Mónaco, Int. Hydrogr. Bur., Sp. Publ., 26, 1930-1966, 1518 p.

NOTICIÁRIO

COMISSÃO DA CARTA GEOLÓGICA DO MUNDO

Teve lugar em Paris, no Palácio da Unesco, de 1 a 9 de Abril de 1974, a 9.^a Assembleia Geral do CCGM, organização complexa, de grande prestígio internacional, e onde a maioria das nações está representada. Nesta Assembleia participaram 20 países de África, 6 da América, 6 da Ásia, 1 da Austrália-Oceania, 5 do Médio Oriente e 23 da Europa, num total de 61. Faltaram a esta reunião 18 países.

A participação portuguesa constou de 8 representantes, assim distribuídos:

Direcção de Minas e Serviços Geológicos — 3.

Inspecção-Geral de Minas (M. U.) — 1.

Junta de Investigações Científicas do Ultramar — 1.

Serviços de Geologia e Minas de Angola — 2.

Serviços de Geologia e Minas de Moçambique — 1.

Da direcção da CCGM fazem parte vice-presidentes continentais, para África, Américas do Norte e Central, América do Sul, Antárctica, Ásia, Austrália-Oceania, Europa, Médio Oriente e Rússia. Constam ainda da direcção as seguintes subcomissões: Mapas Tectónicos do Mundo, Mapas Metalogénicos do Mundo, Mapas das Zonas Metamórficas, Mapas Hidrogeológicos, ASGA — Carta Geológica para a África.

Além das sessões normais de trabalho das diferentes subcomissões, realizaram-se outras actividades, das quais se salientam as respeitantes aos «fundos oceânicos», com apresentação de um mapa do Pacífico, aos «novos métodos cartográficos», de que o BRGM é o principal impulsionador, recorrendo a novas técnicas, quer de impressão, quer de elaboração dos elementos de campo com auxílio de computador, e à «Cogeodata — CCGM», que respeita a arquivo, sistema e utilização de dados sobre jazigos, geologia de terreno, etc.

Em relação com a actividade da CCGM efectuaram-se, antes e depois das sessões, diversas excursões geológicas em França.

É de realçar a visita efectuada ao BRGM a Orleães, onde foram explicadas um pouco mais pormenorizadamente as novas técnicas relacionadas com a cartografia geológica. Foi mostrada e explicada a novíssima técnica, Mineralurgia, de aproveitamento dos metais e não metais provenientes da queima do lixo. Estes estudos, dos mais avançados, respeitam ao aproveitamento dos metais nobres (ouro e prata — pequenas quantidades —, vanádio, tântalo, etc.), ferrosos e não ferrosos (cobre, principalmente) e também materiais não metálicos, como vidros, etc.

A. S.

Glossário dos mais Úteis Termos, Expressões, Abreviaturas, Símbolos, Usados na Indústria do Petróleo. António Correia de Pinho. Junta de Investigações do Ultramar, 1972.

Entre as publicações relacionadas com a geologia mais recentemente publicadas pela Junta de Investigações Científicas do Ultramar, salienta-se, pela utilidade prática, bem traduzida pela procura de que tem sido objecto, o *Glossário dos mais Úteis Termos, Expressões, Abreviaturas, Símbolos, Utilizados na Indústria do Petróleo*, na realidade e fundamentalmente um dicionário inglês-português dos termos técnicos utilizados na prospecção e produção de petróleo. Trata-se de um trabalho do geólogo, da Cabinda Gulf Oil, Dr. António Correia de Pinho, publicado pela Junta de Investigações Científicas do Ultramar, por sugestão do Laboratório de Estudos Petrológicos e Paleontológicos do Ultramar, que também colaborou na preparação da edição. O valor do trabalho resulta de ser o primeiro que tenta estabelecer uma terminologia portuguesa num campo de ciência e da tecnologia só muito recentemente desenvolvido entre nós: a exploração petrolífera. Por este facto, a «linguagem» empregada nesse domínio em Portugal tem sido (e continua em grande parte a ser) uma mistura de muitos termos técnicos estrangeiros (em especial ingleses) e de traduções mais ou menos literais ou «aportuguesamentos» de alguns outros, traduções e «aportuguesamentos» feitos mais ou menos ao sabor de necessidades individuais, e, por isso mesmo, com divulgação muito restrita. O trabalho de Correia de Pinho compila os poucos termos portugueses de aceitação relativamente geral e uma selecção daqueles menos generalizados, selecção feita, sem dúvida, principalmente, com base no uso dos geólogos angolanos, o maior núcleo nacional de técnicos do petróleo.

Claro que pode ser criticável o critério de algumas das traduções propostas e que podem ser apontadas algumas omissões importantes (sobretudo no domínio da prospecção geofísica); nem por isso deixa de ser um instrumento de trabalho da máxima utilidade para todos aqueles que, tendo de falar ou escrever no domínio coberto pelo *Glossário*, não o queiram fazer em língua estrangeira.

J. P.



**SERRALHEIRO, A.
ALVES, C. A. Matos
MACEDO, J. Rocha
SILVA, L. Celestino**

**Nota preliminar sobre a
geologia da ilha da Boa
Vista (Cabo Verde)**

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (3), 1974, p. 53-60

A ilha da Boa Vista apresenta relevo muito evoluído; as maiores alturas não ultrapassam 400 m. A morfologia dominante são as grandes zonas aplanadas, que constituem um dos aspectos mais peculiares da paisagem, ao lado das dunas. Do ponto de vista petrológico, no conjunto das rochas da Boa Vista, uma das características mais importantes é o valor elevado da razão volumétrica entre as rochas félsicas e as do cortejo máfico. As primeiras são essencialmente traquitos, tra-

quifonólitos e fonólitos, as últimas, do cortejo basáltico. Tal característica tem paralelo no arquipélago canário, onde na ilha de Tenerife os autores espanhóis detectaram e salientaram devidamente facto idêntico. No cortejo de rochas félsicas abundam as formações piroclásticas e brechóides. A base estratigráfica actual da ilha é o complexo eruptivo interno, antigo (CA), essencialmente fonolítico, onde se encontram as rochas granulares, sieníticas, nefelínicas, tendo às vezes silicatos de zircónio e paragéneses de alteração muito interessantes. Sobre o complexo anterior edifica-se o complexo do monte Passarão, formado por fonólitos, brechas e ignimbrites. Sobre ele assenta a formação de Fundo de Figueiras, exclusivamente formada por basaltos, em que algumas escoadas apresentam encraves de rochas carbonatíticas com pirocloro, etc. Mais para o topo da série encontra-se a formação do monte Caçador: fonólitos em discordância com

a série de Fundo de Figueiras e com a do monte Passarão. Uma última série fonolítica (formação de Pico Forcado) encontra-se em vários locais da ilha (por exemplo, monte Estância, Gombesa, etc.). Após a formação de rochas sedimentares continentais e marinhas deu-se, novamente, derramamento de rochas basálticas que formam a série Chão de Calheta, que inclui lavas em almofada. A última fase eruptiva, também basáltica, originou edifícios vulcânicos de pequeno porte, cones assimétricos formados por material essencialmente piroclástico. Os últimos sedimentos são plistocénicos e holocénicos, arenosos e calcareníticos.

**SERRALHEIRO, A.
ALVES, C. A. Matos
MACEDO, J. Rocha
SILVA, L. Celestino**

**Note préliminaire sur la
géologie de l'île de Boa
Vista (Cap-Vert)**

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (3), 1974, p. 53-60

Une des caractéristiques pétrologiques les plus importantes de l'île de Boa Vista c'est la valeur très élevée du rapport volumétrique des roches félsiques, notamment celles du cortège trachyte-phonolite, et des roches mafiques du cortège basaltique. Une des conséquences principales de ce fait est l'énorme représentation des formations pyroclastiques (tuffs, brèches, ignimbrites, etc.). La base stratigraphique actuelle de l'île est un complexe éruptif interne, ancien (CA), pour la plupart de nature

phonolitique. C'est dans ce complexe qu'on rencontre les syénites néphéliniques, portant parfois des silicates de zirconium et des paragenèses d'altération très intéressantes. Sur le complexe antérieur s'édifie le complexe de mont Passarão formant ici et là des reliefs imposants par son allure, constitués par des phonolites, des brèches et des ignimbrites. Ce complexe est surmonté par la formation de Fundo de Figueiras exclusivement formé par des roches basaltiques continentales et sousmarines. Certaines de ces laves portent des grosses enclaves de carbonatites au pyrochlore, fluorine, etc. Vers le haut stratigraphique on rencontre alors la formation de mont Caçador: des phonolites en discordance angulaire avec la série de Fundo de Figueiras et aussi avec celle de mont Passarão. Une dernière série phonolitique (formation de Pico Forcado) se trouve à plusieurs endroits dans l'île mais leurs manifestations les plus importantes

sont celles que forment les reliefs orientaux formés par des roches bréchoïdes (Estância, Gombesa, etc.). Après la déposition des roches sédimentaires soit continentales soit marines a eu lieu à nouveau un épanchement de roches basaltiques (formation de Chão de Calheta) en des coulées sub-aériennes et sousmarines, au facies ankarratritique. La dernière phase éruptive de nature basaltique connue à Boa Vista a donné naissance à des édifices volcaniques assez petits en forme de cônes asymétriques formés par des pyroclastites. Les sédiments postérieurs sont soit plistocéniques soit holocéniques, des calcarénites ou des sables.

CDU 631.434:631.442.4:551.782.1(673.2)

CDU 631.434:631.442.4:551.782.1(673.2)

SILVA, J. A. Horta da **Sobre a microestrutura de
algumas argilas miocénicas
de Luanda**

SILVA, J. A. Horta da **On the microstructure of
some miocenic clays of
Luanda**

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (3), 1974, p. 61-78

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (3), 1974, p. 61-78

Entre os factores responsáveis pelo comportamento geotécnico dos solos conta-se a estrutura. A estrutura poderá definir-se como sendo a constituição física do solo expresso em termos do tamanho, forma e arranjo espacial das partículas sólidas e dos vazios. Neste trabalho faz-se uma apreciação sumária às técnicas de estudo das estruturas dos solos e apresentam-se alguns resultados relativos a argilas marinhas miocénicas da região de Luanda. Em conclusão refere-se que estas argi-

The structure is one of the factors affecting the geotechnical behaviour of soils. The soil structure may be defined as the physical constitution of a soil material as expressed by the size, shape and arrangement of the solid particles and voids. This paper gives a summary of the technics involved in the study of soil structure and some results related to the miocene marine clays of the Luanda region are presented. In conclusion these clays are stated as clayey and silty-clayey sediments

Nota preliminar sobre a geologia da ilha de Boa Vista (Cap-Vert)

SERRALHEIRO, A. ALVES, C. A. Matos

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, I (3), 1974, p. 53-60

Uma das características petrológicas das rochas ígneas da ilha de Boa Vista é a presença de feldspatos peritaxiais...

As rochas ígneas da ilha de Boa Vista são essencialmente basálticas, com algumas lavas em almofada e lavas em cascata...

Entre as características petrológicas das rochas ígneas da ilha de Boa Vista, a presença de feldspatos peritaxiais é uma das mais importantes...

SILVA, J. A. Horta da. On the microstructure of some miocene clays of Luanda

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, I (3), 1974, p. 61-78

The structure is one of the factors affecting the geotechnical behaviour of soils. The soil structure may be defined as the physical constitution of a soil material...

Nota preliminar sobre a geologia da ilha de Boa Vista (Cap-Vert)

SERRALHEIRO, A. ALVES, C. A. Matos

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, I (3), 1974, p. 53-60

Uma das características petrológicas das rochas ígneas da ilha de Boa Vista é a presença de feldspatos peritaxiais...

As rochas ígneas da ilha de Boa Vista são essencialmente basálticas, com algumas lavas em almofada e lavas em cascata...

Entre as características petrológicas das rochas ígneas da ilha de Boa Vista, a presença de feldspatos peritaxiais é uma das mais importantes...

SILVA, J. A. Horta da. Sobre a microestrutura de algumas argilas miocénicas de Luanda

Garcia de Orla, Sér. Geol., Lisboa, I (3), 1974, p. 61-78

Entre os factores responsáveis pelo comportamento geotécnico dos solos conta-se a estrutura. A estrutura poderá definir-se como sendo a constituição física do solo...

las são sedimentos argilosos e silto-argilosos contituídos por montmorillonite, micas, caulinite, interestratificados, quartzo, feldspatos, sulfatos, carbonatos, etc., com os filossilicatos dispostos em agregados orientados. Os agregados estão também mais ou menos orientados entre si, definindo tipos de arranjos com razões de orientação de acordo com a definição de Tchalenko *et al.* (1971), que atingem valores da ordem de 0,2 ou menores.

composed of montmorillonite, micas, kaolinite, mixed-layers, quartz, feldspars, sulphates, carbonates, etc., the phyllosilicates being associated in well oriented clay packets. The packets are also more or less oriented among themselves, giving rise to some spatial arrangements with orientation ratios, according to Tchalenko *et al.* (1971), which attain values of 0,2 or less.

CDU 631.442.3(673.18)

FURTADO, A. F. A. Sanchez As argilas dos solos do distrito de Malanje (Angola)

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (3), 1974, p. 79-88

As argilas dos solos do distrito de Malanje (Angola) foram estudados por métodos físicos (difracção pelos raios X e análise térmica diferencial) e químicos. A influência dos diferentes factores pedogenéticos sobre a composição das argilas mostra-se irregularmente marcada, parecendo, no entanto, que a geomorfologia pode explicar em parte os diferentes tipos de minerais argilosos. Assim, a caulinite é o mineral predominante em toda a região planáltica, enquanto a montmorillonite apa-

rece na Baixa de Cassange e nas zonas do Planalto com drenagem deficiente; a gibbsite, pelo contrário, encontra-se em locais de boa drenagem e os minerais micáceos predominam nas zonas de rejuvenescimento. Apresenta-se um esboço com a distribuição dos principais tipos de argilas encontrados no distrito de Malanje.

CDU 551.463(26):532.135

MACHADO, F. Reologia do manto superior terrestre em áreas oceânicas

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (3), 1974, p. 89-96

O estudo das marés oceânicas de longo período (Mf e Mm), em relação com as correspondentes marés terrestres, sugere que o manto superior, imediatamente por baixo da litosfera oceânica (profundidade de cerca de 50 km), possa ter uma viscosidade da ordem de 10^{17} poises. Este valor subiria para 10^{20} poises debaixo dos blocos continentais (profundidade de cerca de 700 km). Estas viscosidades relativamente baixas parecem convenientes para explicar o efeito das marés terrestres na

CDU 631.442.3(673.18)

FURTADO, A. F. A. Sanchez The clays of the soils of the Malanje district (Angola)

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (3), 1974, p. 79-88

The clays from soils of the Malanje district (Angola) were analysed using physical (X-ray diffraction and differential thermal analysis) and chemical methods. The different pedogenic factors showed no clear influence on clay composition, though it seems that geomorphology may partly explain the different types of clay minerals. Thus kaolinite is predominant throughout the plateau region whereas montmorillonite occurs in the Baixa de Cassange and in the plateau zones with deficient drainage;

gibbsite, however, is found in well drained sites and micaceous minerals predominate in rejuvenation zones. An outline is given of the distribution of the main types of clays found in the Malanje district.

CDU 551.463(26):532.135

MACHADO, F. Reology of the Earth upper mantle on oceanic areas

Garcia de Orta, Sér. Geol., Lisboa, 1 (3), 1974, p. 89-96

The study of long period ocean tides (Mf and Mm), in relation to the corresponding Earth tides, suggests that the upper mantle, just under the oceanic lithosphere (depth about 50 km), could have a viscosity of the order of 10^{17} poises. This value would increase to 10^{20} poises under continental shields (depth about 700 km). These fairly low viscosities help to explain the triggering effect of Earth tides in the seismic activity of some areas,

excitação das crises sísmicas de certas regiões e também para permitir a deslocação das placas crustais, de acordo com a teoria da tectónica global.

and also the drift of crustal plates as assumed in the theory of global tectonics.

INSTRUÇÕES AOS AUTORES

A Série de Geologia de *Garcia de Orta* publica artigos de Geologia no sentido lato (Geoquímica, Paleontologia, Cristalografia, Geomorfologia, etc.) sobre os Estados e as Províncias Ultramarinas, ou outras áreas com eles relacionadas, artigos de Geologia fundamental e eventualmente outros artigos de Geologia que tenham sido feitos por pessoal da Junta ou elaborados nas suas instalações. Poderá, também, incluir pequenas notas geológicas, noticiário científico, recensões ou críticas bibliográficas.

Os artigos podem ser escritos em português, inglês, francês, espanhol, italiano ou alemão, e compreenderão os seguintes resumos: *a)* Um na língua em que foram escritos os textos; *b)* Outro em português; *c)* E ainda outro em inglês (de preferência) ou francês no caso dos artigos escritos em língua diferente destas.

Os originais devem ser submetidos a qualquer dos membros do Corpo Editorial, J. Lima de Faria, Francisco Mendes ou L. Celestino Silva, e remetidos para a seguinte morada: Alameda D. Afonso Henriques, 41, 4.º-Esq.º — Lisboa-1.

Os autores devem enviar os originais em duplicado, dactilografados a dois espaços e de um só lado, em formato A4 (210 mm x 297 mm); a primeira página deve ter o título do artigo, os nomes dos autores (sendo desejável no máximo dois apelidos) e respectivos organismos e moradas; a segunda página deve repetir o título e os autores, seguindo-se-lhes os resumos, texto, etc.; devem ainda indicar a qual dos autores (sua morada completa e telefone) deverão ser enviadas as provas para revisão e quantas separatas extra pretendem adquirir (ver o último parágrafo destas instruções).

As tabelas e figuras devem ser reduzidas a um número mínimo e apresentadas separadamente em tamanho maior, para permitir uma melhor reprodução. As legendas das tabelas e das figuras devem ser indicadas numa folha à parte e claramente referenciadas. As tabelas e gráficos devem ser traçados a preto sobre fundo branco (por exemplo a tinta-da-china negra sobre papel vegetal), suficientemente contrastados para permitir uma boa reprodução, e as fotografias devem ser também a preto e branco, sobre papel brilhante. Os quadros e tabelas deverão ser elaborados, sempre que possível, de molde a permitirem a publicação na mancha normal da revista. Só em casos muito especiais poderão ser consideradas reproduções a cores.

É desejável que o número de páginas de cada artigo, incluindo as gravuras e tabelas, não exceda, em princípio, 20 páginas dactilografadas (o correspondente a cerca de 10 páginas impressas). No caso de o trabalho não poder ser reduzido a este tamanho, poderá: *a)* Considerar-se a sua divisão em duas ou mais partes, a publicar como se fossem artigos independentes; *b)* Ser remetido para publicação noutra seriada mais adequada da Junta de Investigações Científicas do Ultramar; *c)* Ou, excepcionalmente, ser decidida pelo Corpo Editorial a sua publicação como um todo em *Garcia de Orta*.

As referências devem ser indicadas no texto por meio do nome do autor (sem iniciais dos prenomes, a menos que estritamente necessário para distinguir dois autores com o mesmo apelido) e pelo ano de publicação, sendo apresentada uma lista das referências no fim do trabalho, por ordem alfabética e conforme as normas portuguesas em vigor (NP-405 e NP-139). Exemplos: *a)* No texto: (Vale & Cunha, 1969) ou Vale & Cunha (1969); *b)* Na lista bibliográfica:

(artigo) VALE, J. Cardoso do & CUNHA, A. Proença da — «Estudo cromatográfico e químico do óleo essencial de *Eucalyptus maideni* F. Muell., de Angola». *Garcia de Orta*, Lisboa, 17 (3), 1969, 307-314.

(livro) HOPPE, Fritz — *A África Oriental Portuguesa no Tempo do Marquês de Pombal (1750-1777)*. Lisboa, Agência-Geral do Ultramar, 1970, 528 p., bibliogr. numerosa.

As provas devem ser corrigidas e devolvidas ao respectivo membro do Corpo Editorial o mais rapidamente possível. Para facilitar a correcção das provas, será enviado aos autores um texto-exemplo com os vários sinais usados pelos revisores.

No caso de um só autor, este terá direito a 50 separatas gratuitas, e no caso de vários autores estes terão em conjunto direito a 100 separatas gratuitas. Em qualquer dos casos, os autores, ou os organismos da Junta a que estes pertençam, poderão encomendar qualquer número de separatas extra.

SUMÁRIO

<i>Note préliminaire sur la géologie de l'île de Boa Vista (Cap-Vert) —</i> A. Serralheiro, C. A. Matos Alves, J. Rocha Macedo & L. Celestino Silva	53
<i>Sobre a microestrutura de algumas argilas miocénicas de Luanda —</i> J. A. Horta da Silva	61
<i>As argilas dos solos do distrito de Malanje (Angola) —</i> A. F. A. Sanches Furtado	79
<i>Reologia do manto superior terrestre em áreas oceânicas —</i> F. Machado	89
NOTICIÁRIO	97