

OBSERVATIONS GEOMORPHOLOGIQUES SUR LE TRANSVAAL CENTRAL ET ORIENTAL ET SUR LA REGION COTIERE DU NATAL

Par P. BIROT, R. BATTISTINI et M. TERS (1)



Les observations qui suivent portent principalement sur les phénomènes d'érosion différentielle dans le Transvaal central et oriental. Ce problème particulier ne peut être disjoint de celui de l'évolution cyclique et de la séquence des pédogénèses.

Par ailleurs, nous avons eu la chance de pouvoir examiner, sous la conduite de spécialistes éminents, le versant du Natal où les paléosols ont été mis en relation avec divers niveaux ou couches marines.

Le Transvaal est une des régions tropicales dont la structure géologique est la mieux connue. Les hauts plateaux du Transvaal sont constitués d'un vieux socle archéen où l'on distingue des séries de sédiments et laves métamorphiques traversés par des intrusions basiques (système du Swaziland, de Moodies et de Jameson) — et d'autre part des granites et des gneiss dont l'âge varie entre 3 300 millions d'années et 2 600 millions d'années. Au-dessus viennent en discordance les puissantes séries sédimentaires de quartzites, argilites, dolomites et laves, dont l'âge se situe autour de 2 300 millions d'années. La partie supérieure de cette séquence, dite du Transvaal, a été envahie par des couches intrusives dans l'ensemble basiques, mais se terminant par une dalle de roches acides (Complexe du Bushveld, autour de 1 950 millions d'années). — Ensuite se sont disposés en discordance les grès et laves du Waterberg, traversés par les Ring Dykes syénitiques du Pilansberg. — Enfin les derniers étages discordants appartiennent au système du Karoo (argiles et grès allant du Carbonifère supérieur au Permien supérieur).

(1) Les recherches sur le terrain ont été subventionnées par le C.N.R.S. (L.A. 141).

A l'exception des séries archéennes métamorphiques violemment plissées, toutes les autres séries n'ont subi que des mouvements à grand rayon de courbure et des failles.

Les hauts plateaux du Transvaal se relèvent en bourrelet marginal, fortement dis-séqué par les cours d'eau tributaires de l'Océan Indien : le Grand Escarpement.

La surface d'aplanissement réalisée avant et pendant le dépôt des couches Karoo est le plus ancien élément qui se manifeste dans le paysage actuel : en tout cas, un des repères les plus importants permettant d'apprécier le style et l'ampleur des déformations à grand rayon de courbure responsables du relief. Sans doute on a signalé depuis longtemps que ce relief fossilisé est inégal ; mais ces dénivellations sont peu de choses par rapport à la diversité des structures tronquées et des soulèvements ultérieurs. Au cours même du dépôt des couches Karoo, l'aplanissement s'est perfectionné, les grès supérieurs débordant largement au-delà des couches d'Ecce et de Dwyka. Le temps de dépôt a probablement été fort long, puisque la base de la série consiste en tillites fossilisant les roches moutonnées, alors que la série d'Ecce renferme déjà des fire clays provenant du remaniement des sols kaoliniques. Peu de paysages méritent autant le qualificatif de polygéniques que les aplanissements corrélatifs de la sédimentation Karoo.

L'analyse cyclique des plateaux étagés a conduit à des synthèses déjà classiques. La dernière en date, pour le Transvaal, est l'œuvre de L.C. KING (1956). Dans notre domaine, les plateaux les plus élevés sont attribués aux cycles dits Gondwana et post-Gondwana, qui seraient respectivement d'âge pré-Crétacé inférieur, et pré-Crétacé supérieur, d'après des corrélations lointaines puisqu'il n'existe pas de sédiments aussi récents au Transvaal. Au-dessous, la plus grande partie des plateaux intérieurs, en particulier ceux qui sont développés sur le Complexe du Bushveld, sont rangés dans la surface dite *africaine* d'âge éogène, toujours d'après des corrélations lointaines (Zululand côtier). La surface néogène serait localisée dans le Low Veld, au pied du Grand Escarpement ; il convient cependant de remarquer que, dans une publication plus récente portant sur le Natal, L.C. KING et L.A. KING (1959) placent en position plus élevée la surface *africaine*, ainsi que la surface néogène qui est dédoublée. Cette rectification, qui nous semble pleinement justifiée, mérite d'être étendue aux régions plus septentrionales.

Quelle que soit leur utilité, ces restitutions reposent la plupart du temps sur des considérations purement géométriques et des corrélations avec des sédiments, effectivement datés, très lointains, d'où l'intérêt qui s'attache à la recherche de paléosols caractéristiques de chaque épisode cyclique. Cette démarche a été celle de R.R. MAUD pour le Natal côtier (1965).

A — LE BUSHVELD

STRUCTURE DU BUSHVELD

La première conception de la structure du Bushveld, conception qui a encore la place d'honneur dans d'excellents précis de pétrographie, est celle d'un sill gigantesque dont le toit serait formé par des felsites dites de Rooiberg, et le plancher par les quartzites du Transvaal. Le magma, dont la composition moyenne semble être celle du basalte, se serait différencié au cours de son refroidissement, d'où l'accumulation d'orthopyroxénites dans l'assiette de base, suivies de norites, puis de gabbros, et enfin de granites. La continuité latérale de chaque couche est étonnante. Elle a tout de suite attiré l'attention des géologues miniers et a facilité beaucoup leur tâche. Certaines assises, de 9 m d'épaisseur, se suivent sur plus de 60 km. Les couches basiques sont ainsi découpées en 4 unités par :

- a - l'horizon chromifère principal
- b - l'horizon de chrome (et de platine) dit de MERENSKY
- c - et l'horizon à magnétite.

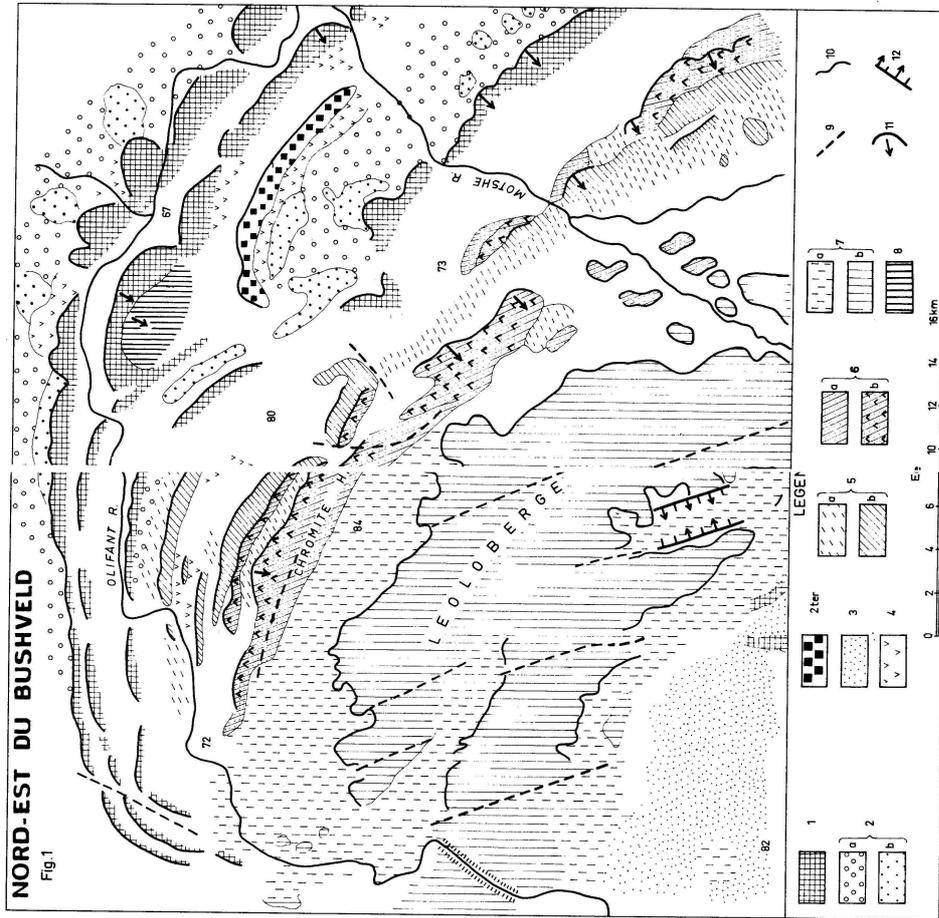
Cependant les levés gravimétriques imposent quelques corrections à cette manière de voir. Les anomalies positives sont en effet restreintes aux affleurements actuellement visibles, et s'effacent complètement suivant une dorsale N-S passant par Pretoria. D'où l'hypothèse révolutionnaire proposée par A. COUSINS de fissures d'émission périphérique, localisées dans des foyers distincts, chaque dyke étant ployé en synclinal, comme dans le grand dyke de Rhodésie. — Une telle conception est aventurée, puisqu'aucune coupe relevée sur le terrain ne montre de telles structures synclinales, même lorsque la couverture granitique est interrompue (Bloed Rivier). Il vaudrait mieux supposer que la structure du Bushveld est celle d'un cone sheet, dont la base aurait été tronçonnée par granitisation, a-t-on proposé ; mais cet escamotage de masses basiques importantes est également inquiétant. Finalement il vaudrait mieux admettre que la partie basale des fissures par où la magma a cheminé a été refermée par compression.

Par ailleurs, on a été amené à corriger l'explication traditionnelle de l'origine de la stratification des couches cristallines qui résulterait de la différenciation in situ, allant des orthopyroxénites aux granites sommitaux. En effet, les contacts sont souvent intrusifs. D'une part, certaines pyroxénites ou anorthosites ont pénétré en sandwich dans un ensemble plus ancien, et d'autre part certaines couches sont transgressives par rapport aux précédentes, par exemple les ferro-gabbros et l'horizon minier dit de MERENSKY.

La différenciation in situ aurait donc pris place après chaque afflux de magma, les cristaux les moins fusibles et les plus lourds tombant au fond sous forme de cumulats. C'est ainsi qu'on peut noter plusieurs cycles : horizon chromifère (le plus lourd) — pyroxénite — anorthosite. Mais ces séquences sont beaucoup plus nombreuses que les « discordances » ; aussi a-t-on invoqué des variations de vitesse des courants

NORD-EST DU BUSHVELD

Fig. 1



de magma, permettant tantôt la prise en suspension de tous les cristaux, voire l'érosion par fusion de couches déjà déposées, tantôt la sédimentation des cristaux les plus légers (par exemple le dépôt simultané des plagioclases et des pyroxènes).

Par ailleurs, à travers les discordances principales, une évolution générale, celle qui a été reconnue par les premiers auteurs, se manifeste depuis l'horizon inférieur, à orthopyroxène, jusqu'au sommet. Si le magma s'est mis en place par vagues successives, il faut admettre qu'il a subi une certaine différenciation dans un réservoir plus profond servant de relais avec sa partie d'origine, le sommet du manteau.

La formation de ces « discordances » sur des couches basiques préalablement déformées est bien difficile à comprendre. De là l'hypothèse extrême de C.A. COUSINS que les différentes couches cristallines se sont mises en place superficiellement en régime extrusif. — Mais l'objection qui vient immédiatement à l'esprit est la grande taille des cristaux, qui paraît incompatible avec un refroidissement brusque. On est donc rejeté vers l'idée d'une érosion en profondeur provoquée par la fusion des couches déjà consolidées, fusion elle-même due à un nouvel apport de magma très chaud.

Le problème de l'origine des couches acides supérieures a fait l'objet de moins de discussions et de recherches, parce qu'il intéresse moins directement les horizons miniers. Sur le terrain, il est difficile de distinguer :

- a - les couches supérieures du complexe basique, granodiorites à foyalite.
- b - le toit préexistant à toutes les intrusions du Bushveld ; on considère traditionnellement que les felsites de Rooiberg font partie de ce toit.
- c - les granites et granophyres du Bushveld proprement dit.

On a émis l'hypothèse que ces derniers ont longtemps flotté comme une espèce d'écume sur les vagues successives de magma qui se consolidait, alors que le bain acide restait liquide en raison de sa basse température de fusion. Ce long contact prolongé avec le bain liquide a provoqué le métamorphisme du toit primitif, quartzites ou laves, si bien que les felsites supérieures sont très différentes de ce toit primitif.

Mais cette solution se heurte à l'objection que, dans l'Est du Bushveld, on connaît des dykes épais de granite recoupant les roches basiques. Il faudrait donc que la différenciation du bain léger correspondant se soit produite dans un réservoir plus profond, et que le sill se soit ensuite mis en place entre la couche A et la couche B, écartées mécaniquement. On ne peut encore donner une pleine adhésion à cette conception, puisque les coupes faites jusqu'à présent (à la vérité peu nombreuses) semblent montrer une continuité de A jusqu'en C.

Enfin, avant d'aborder le problème de l'érosion différentielle dans ce complexe, il ne faut pas oublier qu'à l'âge d'or du métasomatisme, W.J. van BILJON a voulu reconnaître dans la stratification du Bushveld le reflet de la disposition et de la composition pétrographique inégales des couches sédimentaires du Transvaal, qui auraient été métamorphosées. — Cette théorie suscite aujourd'hui une reprobation générale. On lui objecte en particulier l'existence des phénomènes apparents de transgression décrits plus haut. — Mais il ne faut pas oublier qu'à la base du complexe et entre les quartzites, les conséquences du métamorphisme sont très importantes.

LE BUSHVELD NORD-ORIENTAL

C'est dans le Bushveld Nord oriental que les formes d'érosion différentielle sont les plus complexes et les plus vigoureuses. Entre les Springbok Flats et le Grand Escarpement, le relief se compose d'auréoles concentriques ; de puissants abrupts monoclinaux sont séparés par des couloirs d'érosion d'allure pédimentaire, avec, au contact, des knicks plus ou moins nets suivant la nature de la roche. Voici plus de 40 ans que ces reliefs monoclinaux étranges en pays cristallin ont été photographiés, décrits, et que l'énigme que pose leur origine ne cesse d'embarrasser les auteurs.

Une coupe SSW-NNE pour la partie Nord-est du domaine considéré fait apparaître successivement (Fig. 2) :

1 — Une cuesta dont la roche dure correspond à une épaisse lame de granite du Bushveld.

2 — Un large couloir taillé dans les gabbros, mais encombré de multiples reliefs résiduels de quartzites du Transvaal ayant échappé à la digestion.

3 — Une masse montagneuse de gabbros aérée d'alvéoles disposés également en arc, mais ne constituant pas un couloir continu. Cette masse se termine par une puissante «cuesta» (Leolo Mts) de 700 m de commandement.

4 — Elle domine un couloir continu arqué qui, à en juger par les rares affleurements, est formé des mêmes gabbros.

5 — Une cuesta double d'allure monoclinale encore plus nette, en ce sens que le revers correspond presque exactement au pendage de la «stratification». L'hypersithène y prend le pas sur le clinopyroxène, ce qui place les roches dans le cortège des norites, et non des gabbros. Mais la teneur en plagioclases varie considérablement, d'où de multiples alternances de pyroxénites et d'anorthosites. Là se trouve le principal horizon chromifère, d'où le nom de Chromite Hills.

6 — Un couloir arqué, rayé de crêtes résiduelles noires, se développe dans l'étage inférieur du complexe basique, où alternent norites, pyroxénites et péridotites, suivant une proportion qu'il est difficile de préciser, en raison de la continuité de la couverture colluviale et alluviale. Il est limité vers l'Est par la partie supérieure des quartzites de la série du Transvaal, généralement l'étage de Magaliesberg, qui plongent vers les roches basiques (de 30° à 40°).

Au-delà, on rencontre 2 à 3 couloirs plus étroits, mais dont le fond a été aplani par le même cycle d'érosion partiel. Presque toutes les crêtes sont constituées de quartzites atteignant de 1 200 à 1 500 m, à l'exception d'une cuesta de microgranodiorites : Roodekrans. Les couloirs sont taillés dans des intercalations argileuses à l'intérieur de la série des quartzites ; elles ont été plus ou moins métamorphosées en cornéennes ou envahies par des sills approximativement concordants, rangés dans la catégorie des diabases, ce terme désignant d'ailleurs des roches assez variées. La ceinture de hautes terres la plus externe correspond à la surface structurale de couches ferrifères rubanées.

L'Olifant zigzague dans ces structures concentriques ; de nombreuses sections suivent les roches présumées tendres.

Le sommet de la *cuesta* granitique est formé par une roche à grain assez fin ayant subi plusieurs phases de cristallisation et méritant le nom de diorite granitisée. La première génération de cristaux comprend de l'andésine, de la hornblende verte et de la biotite fortement déchiquetée et altérée. Il s'agit vraisemblablement de la partie la plus élevée du magma basique. Ensuite s'est mise en place une trame de microcline perthique englobant les éléments précédents, et qui est très peu fissurée. Elle forme environ 60 % de la roche. Enfin viennent des quartz idiomorphes rongant les cristaux précédents et parfaitement intacts. Aussi, la porosité ouverte au mercure est-elle de 2,2 % seulement, dont 0,1 % revient aux macropores ($> 8 \mu$). (1)

On peut donc supposer que les diorites formant le sommet du magma basique ont été fortement broyées, ce qui peut expliquer leur faible résistance sur le versant concave de la *cuesta*, puis elles ont été consolidées par un nouvel apport de magma acide et par une cristallisation tardive, à l'abri d'un toit imperméable empêchant l'ascension des solutions hydrothermales. Le revers de la *cuesta* n'a pas l'allure d'une surface structurale franche ; il se présente bien plutôt comme une surface de dégradation lente, avec de multiples talwegs où les pentes des versants sont à peine plus inclinées que celle du profil longitudinal. Il est probable qu'elle a subi une attaque chimique lors d'un stade climatique antérieur.

Sur le front, le contact avec les roches plus basiques sous-jacentes est masqué presque partout par un tablier de sable rouge, de profil concave, et dont la pente s'abaisse de 8 % à 2 %. Le sable est presque uniquement quartzeux, à l'exception de quelques lits de couleur plus claire où les feldspaths sont apparents. Nous interprétons ce fait comme le résultat d'une phase humide d'altération qui avait précédé la phase sèche d'épandage. Cette dernière a créé une surface gauche d'une régularité parfaite pendant des dizaines de kilomètres du Nord au Sud, avec à peine quelques incisions linéaires. Le développement transversal n'est pas moins remarquable ; il peut dépasser 7 km de largeur. Ses tabliers repoussent souvent l'axe du drainage de la dépression subséquente vers les reliefs de gabbros ou de quartzites. Ces derniers donnent aussi des tabliers rouges sableux, suivant un mode de désagrégation caractéristique de la zone tropicale humide. Leur étendue est moindre, car les échines de quartzites ayant échappé à l'envahissement par le magma sont discontinues. — La pente du profil en long de la dépression subséquente est également forte, de 1,5 à 2% c'est-à-dire qu'elle est à peine inférieure à celle de l'extrémité des tabliers. Tout se passe comme si l'augmentation de la surface du bassin versant vers l'aval n'avait guère augmenté la capacité de transport ; ceci peut s'expliquer par la grande perméabilité des sables où la matrice argileuse est insignifiante, probablement parce que le ruissellement a entraîné la fraction fine plus loin, lors de la crise climatique qui a livré les paléosols au ruissellement. A notre connaissance, ce type de paysage n'a pas son pareil dans le monde.

(1) La détermination des porosités de nos échantillons a été effectuée par C. GUEZ, Ingénieur au Laboratoire de Géographie physique de l'Université de Paris - IV - Sorbonne.

Le rebord occidental de la masse des Leolo Mts diffère sensiblement du revers d'une cuesta. Il est échancré par des alvéoles multiples, tantôt dessinant une auréole concentrique aux contours géologiques, tantôt franchement obliques, avec une orientation NNE-SSW. L'influence des fractures, et même des failles, paraît manifeste. C'est ainsi que dans l'extrémité sud, une remarquable vallée de ligne de fracture méridienne est le trait majeur de la topographie, incisant à la fois des pédiments tournés vers l'Ouest, qui dominent sensiblement (altitude 1 100 m) la dépression subséquentte principale, et les reliefs résiduels atteignant 1 500 m qui les surmontent. Ce compartiment paraît séparé des échines quartzitiques E-W par une faille. Il est d'ailleurs douteux que cette faille ait des conséquences directes sur le relief, car le col de flanc qu'elle détermine s'élargit progressivement vers le Sud où la masse des gabbros est disséquée en une multitude de puissants reliefs résiduels d'orientation variée (NE de la feuille de Sekvati). En dépit de la couverture colluviale, il semble qu'une grande partie de la dépression subséquentte soit creusée dans des ferro-gabbros plus tendres, parfois séparés par faille ou flexure approximativement méridienne des gabbros plus durs.

L'alvéole de Maleskraal, qui se branche sur la dépression subséquentte en entamant la masse de Leolo Mts suivant une direction méridienne, correspond à un fossé-synclinal où les ferro-gabbros sont conservés. Il est peu vraisemblable que cette dépression soit d'origine tectonique directe ; cette ondulation oblique des gabbros est parallèle à celle de la série du Transvaal qui apparaît en anticlinal au SW. Cet alvéole résulte plus probablement de l'exploitation par l'érosion différentielle de la bande de ferro-gabbros conservée dans le fossé synclinal. L'alvéole plus oriental voisin est à la fois nettement orienté par des fractures également NNW-SSE, mais avec des contours très sinueux qui s'effilochent le long de cette direction préférentielle.

Cet étage supérieur des ferro-gabbros a environ 1 500 m d'épaisseur. Le feldspath devient de plus en plus acide vers le haut : la proportion de An s'abaisse de 60 à 35 %. L'orthopyroxène, qui est un hypersthène très riche en fer, est parfois aussi important que le clinopyroxène dont la composition s'approche de celle de la ferro-augite. On y trouve aussi un peu d'olivine (hortonolite). La magnétite abonde à l'état de grains, dans des pipes ou dans des filons en feuillets. Si ces derniers sont assez épais, ils sont dégagés en crêts dans le paysage. Ce n'est évidemment pas la présence de la magnétite qui est en soi un facteur de faiblesse. Les auteurs de la notice de la carte au 1/125 000 indiquent l'extrême fracturation des plagioclases de ces ferro-gabbros.

Le seul trait topographique qui pourrait correspondre à un escarpement de faille originel limite à l'Ouest la masse principale des Leolo Mts, sur 20 km environ. Encore ce rejeu ne devait-il pas dépasser 200 m. Tout le reste est décidément un «pays troué» où l'érosion différentielle a exploité des bandes broyées, ou formées des gabbros supérieurs riches en fer.

Au contraire, le front de cuesta Nord oriental présente une remarquable continuité, avec une dénivellation atteignant au maximum 600 m. Des cols de flanc permettent de repérer des lignes de fracture sur le bas du versant. A en juger par les chicots assez nombreux de roches en place, la dépression «subséquentte» est composée des mêmes gabbros que ceux de la montagne, que la notice de la carte géologique décrit comme renfermant de 62 à 77 % de labrodorite, de 17 à 30 % d'augite, et de 0 à 14 % d'hypersthène. Là se place assurément l'énigme majeure du Bushveld.



Ainsi nous retrouvons, dans des roches basiques, les mêmes ambiguïtés familières dans beaucoup de pays granitiques, par exemple dans la Cordillère centrale hispanique : des alvéoles aplanis, à inselbergs, viennent buter contre des escarpements rectilignes ou s'élargissent en sillons parallèles limités par des crêtes qui s'effilochent ; et l'on ne sait pas dans quelle mesure la dépression (par exemple la Cova de Beira) est due directement à l'effondrement, ou au déblaiement de larges bandes broyées. Une hypothèse intermédiaire a été invoquée : le surcreusement d'une bande dénivelée par la tectonique, mais qui, en concentrant les eaux, a permis à l'aplanissement de se perfectionner, et aussi de descendre en restant parallèle à lui-même. Dans ces roches basiques, sous climat sec et à altération montmorillonitique, cette hypothèse est moins invraisemblable qu'ailleurs.

Si la comparaison entre la carte topographique et la carte pédologique montre, dans les auréoles plus internes, une homogénéité pétrographique (il s'agit de gabbros) dans un domaine très contrasté au point de vue topographique, dans les auréoles externes la pétrographie est plus finement différenciée que le relief.

Dans l'auréole externe suivie, sur une grande longueur, par la route de Pietersburg à Burgersfort, les surfaces planes très étendues ne respectent que quelques crêtes de pyroxénites, couvertes d'un vernis noir. Une de ces crêtes, située à l'Est de Jagdlust, renferme 99 % d'hypersthène. Il s'agit de grains fins, dont les longs prismes présentent une certaine orientation privilégiée. Ils sont juxtaposés et serrés, sans ciment intermédiaire, ce qui donne une grande homogénéité à la roche. Sauf quelques décollements de clivage, la fissuration est faible.

On peut se demander comment se forment des cumulats dont les cristaux sont aussi exactement ajustés. Il est probable que les interstices initiaux ont été colmatés par une croissance ultérieure (Overgrowth dans l'évolution Postcumulus, dans la terminologie de P.J. WYLLIE).

Quelques kilomètres plus au SE vient une longue dépression où une carrière révèle que les colluvions et alluvions superficielles sont très minces. La roche est profondément altérée (elle peut être creusée à la pelle). Elle est passée par le stade de la désagrégation en boule, avec écailles concentriques encore visibles. Les relations avec la couverture détritique très mince sont telles qu'on pourrait imaginer qu'il s'agit d'un glaciaire d'érosion en altérite tendre, le ruissellement succédant à une période d'altération chimique profonde. — Or, sous le microscope, la roche apparaît comme minéralogiquement identique à celle de la crête précédente (99,9 % d'hypersthène). Mais la structure grenue est plus grossière : le diamètre moyen des prismes est de 830 μ contre 300 μ . La fissuration est un peu plus forte, soulignée par des dépôts d'oxyde de fer dans les pentes. Cependant il ne faut pas oublier que l'appréciation des fissures au microscope est perturbée par les inégalités d'altération ; lorsque celle-ci est importante, l'injection d'hydroxyde ferrique faiblement mobile élargit et souligne les fentes. Si donc il demeure probable que le comportement de ces deux roches minéralogiquement identiques est réglé par leur inégale fissuration, la démonstration objective n'en est pas complète.

Une partie des dépressions sont creusées dans des roches riches en olivine. C'est le cas au Nord de Jagdlust, et aussi dans les alvéoles situés près de la rivière Steelpoort. Les grains d'olivine, formant 77 % de la roche, sont enveloppés de bronzite (20 %) dont les cristaux ont une orientation optique commune et présentent une structure schilléritique (exsolution du clinopyroxène). On note aussi un peu d'augite verte et

de magnétite. Les grains d'olivine sont très fissurés, mais pas serpentinisés. La bronzite est fendue et fissurée, mais moins que l'olivine. Ce dernier phénomène est difficile à expliquer. Ou bien il faut supposer qu'il s'est formé un cumulat d'olivine très compact, qui a été fracturé, puis remplacé partiellement par de la bronzite — ou bien les contraintes qui ont provoqué la fissuration ne se sont produites qu'après le deuxième stade de la cristallisation, mais ont affecté plus gravement l'olivine que la bronzite. — Quoi qu'il en soit, la composition minéralogique n'est pas seule en cause pour rendre compte de la faible résistance de cette harzburgite.

Le rebord oriental de cette dépression «subséquente» est formé de quartzites plongeant vers le Sud-ouest, et qui émettent des tabliers détritiques rouges. D'une façon générale, la couverture alluviale ou colluviale est souvent épaisse, et on ne peut reconnaître que localement la position exacte des pédiments.

Dans la région de Jagdlust, le rebord SW est formé par une cuesta double, les Chromite Hills, où alternent très rapidement pyroxénites, norites et anorthosites, ces dernières donnant les principaux sommets. La roche se désagrège en gros fragments anguleux et aplatis, glissant sur des tabliers largement concaves et paraissant indépendants des pédiments probables sous-jacents. Ce mode de désagrégation implique une mésofracturation de la roche. La gouttière monoclinale correspond à deux minces bancs de pyroxénites.

Sur la transversale de la rivière Motshe, la cuesta de Chromite Hills perd toute continuité et se désagrège en inselbergs isolés, alors que se renforcent quelques crêts constitués indifféremment de pyroxénites, de norites ou d'anorthosites. Il est impossible de relier les escarpements à une roche privilégiée. On ne peut que constater le parallélisme du revers des crêts avec celui de la stratification très fine, inclinés à 20°. Le long de la rivière Mopetsi, légèrement enfoncée, de nombreux affleurements montrent que les surfaces planes sont des pédiments qui nivellent la partie supérieure des norites épaisses de plus de 1 200 m. Il s'agit de roches assez claires où le plagioclase forme entre les 2/3 et les 3/4 du volume total.

Ces aplanissements sont en position subséquente par rapport aux contreforts du grand escarpement des Leolo Mts constitué de gabbros, où les plagioclases ont la même importance relative que dans les norites, mais où les clinopyroxènes (principalement des diallages) remplacent l'ortho-pyroxène très ferreux de la dépression subséquente.

Il semble que la pulvérisation des cuestas de Chromite Hills soit en rapport avec la multiplicité des accidents transversaux NNE-SSW qui ont provoqué le décrochement des bandes de chrome et sont parallèles aux filons de dolérite.

Dans l'alvéole de Forest Hills, de direction subséquente, les sondages ont traversé les norites désagrégées sur plusieurs dizaines de mètres. On ne peut donc songer à un graben rempli de colluvions, étant donné le caractère très effiloché des bordures. L'explication la plus vraisemblable est qu'il s'agit d'un rectangle fortement broyé.

La masse de gabbros elle-même est entamée par des alvéoles de direction NNE-SSW. Ces dépressions ont aussi des contours très sinueux.

Sur le méridien 29°45', les couloirs s'élargissent considérablement, atteignant une surface bien supérieure à celle des crêtes intermédiaires. Celles-ci sont réduites à quelques bandes de quartzites plissés, quelques échines de gabbros et quelques pointements de granites. Cette situation ne peut être attribuée à une augmentation du volume des roches faiblement résistantes. A en juger par les affleurements visibles le

long des faibles incisions et parfaitement arasés, une proportion assez importante de ces aplanissements affecte des quartzites feldspathisés et des leptites, donc des roches assez dures.

On ne peut pas considérer ces surfaces planes comme de remblaiement. Ce dernier, en effet, ne dépasse pas 4 à 5 m, même au voisinage des rivières principales où il est représenté par des terrasses ; il est souvent encroûté de calcaire.

A leur extrémité occidentale, les massifs de gabbro-norites s'effilochent, attaqués par des pédiments rocheux à knicks nets. A l'amont, leur pente est de 30 % ; elle diminue ensuite jusqu'à 1,5, puis 1 %. Dans les trois dimensions, la différence entre la surface rocheuse et la surface d'accumulation est si faible qu'on peut penser que la phase d'érosion a été gouvernée par des impératifs de pente d'évacuation semblables à ceux qui ont présidé à la phase d'accumulation.

Le découpage du massif se poursuit en petites buttes pyramidales, enserrées par un réseau de diaclases où les orientations NNW-SSE sont exploitées par l'érosion différentielle qui creuse des couloirs, ainsi que par l'orientation NE-SW. Cette dernière direction est suivie par des failles assurant la transition entre les blocs basculés au NW vers les Springbok Flats, et les blocs du Bushveld oriental ou du Grand Escarpement, qui sont au contraire relevés vers le NNE jusqu'à la hauteur de Marble Hall. Ce mouvement est enregistré par la couverture du Karoo.

Il faut pourtant remarquer qu'en suivant une ligne de fracture SSW-NNE, un tronçon de l'Olifant n'est pas accompagné par une large vallée. Cela signifie que malgré la proximité immédiate de l'artère maîtresse, la résistance des roches encaissantes est telle qu'aucun élargissement ne s'est produit au cours du cycle d'érosion qui a permis la pédimentation, et, plus précisément, que la bande de roches broyées était beaucoup plus étroite que celles qui ont été exploitées par les talwegs mineurs situés plus à l'Est.

Il ne semble pas qu'il y ait de différence systématique entre les roches des pédiments et celles des reliefs résiduels. Bien que la carte géologique au 1/125 000 attribue aux gabbros l'ensemble de cette région, notre échantillonnage fait apparaître des roches assez variées, y compris des norites ou des hypérites. La roche du pédiment descendant vers Olifant Riv. et la route de Pieterburg renferme 65 % de plagioclase, 20 % d'hypersthène, 8 % d'olivine et 5 % d'augite. Cependant elle est assez fissurée ; les plagioclases sont fendus, les pyroxènes ont leurs clivages décollés, et les olivines sont craquelées. Les cristaux sont moins fissurés dans les reliefs résiduels où l'on a noté la composition modale suivante : plagioclases 57 %, hypersthènes 24 %, augite 18 %, ouralite 1 %. — Que le broyage inégal intervienne pour différencier pédiments et reliefs résiduels est assez vraisemblable, surtout si l'on rappelle l'étroitesse de la vallée de l'Olifant suivant la ligne de fracture.

Cependant l'étendue exceptionnelle des aplanissements dans ce secteur Nord-ouest, aplanissements affectant des roches très variées et s'accompagnant de l'ameusement des crêtes quartzitiques, ne peut se comprendre qu'à partir de raisons d'ordre tectonique. Nous nous trouvons évidemment dans un domaine où la surface pré-Karoo et la surface éogène ont été relativement déprimées. Ce mouvement de déformation est enregistré en direction du NNW. Le volume montagneux offert au cycle néogène était beaucoup plus faible que partout ailleurs, ce qui explique son exceptionnel développement. Les légères incisions dans les pédiments sont tellement espacées qu'on peut estimer que le processus d'élargissement des aplanissements s'est

poursuivi jusqu'à l'époque «actuelle», la végétation climaxique de brousse à épineux présentant par ailleurs un milieu favorable, où le ruissellement n'est nullement gêné.

Alors que les quartzites supérieurs donnent un relief de plus en plus médiocre, les séries inférieures constituent une masse compacte dominant tout l'ensemble du secteur nord-nord-est du Bushveld, ainsi que le socle cristallin sur lequel elles reposent. Cet ensemble se décompose en 3 parties :

a — des couches ferrugineuses

b — un étage où prédominent les roches carbonatées plus ou moins métamorphiques, et plus ou moins impures.

c — une alternance de quartzites et d'argilites subordonnées. Les roches carbonatées sont légèrement en creux au centre du massif. Les larges vallées évasées, qui se sont développées, font partie d'un paysage cyclique mûr entre 1 600 et 1 700 m d'altitude, où sont en saillie les crêtes de quartzites et les bandes ferrugineuses dont cependant les versants sont émoussés. Il s'agit peut être du cycle éogène.

Les quartzites inférieurs dominent par un escarpement de 600 à 700 m la région de Pietersburg. C'est un crêt où le socle cristallin précambrien ancien joue le rôle de roche tendre, et localement un escarpement de faille inversé, d'où son aspect rectiligne. En première approximation, l'aspect est celui d'une pénéplaine assez fortement ondulée (1 200-1 300 m). Mais lorsqu'on y regarde de plus près, une forte proportion de la surface est occupée par des glacis, au sens descriptif du terme, surmontés d'inselbergs. Ces reliefs résiduels sont formés tantôt de quartz, tantôt de schistes très siliceux, et tantôt d'un granite porphyrique avec tropfort écartement des diaclases, et qui est postérieur aux intrusions du Bushveld ; il faut y ajouter des crêtes plus modestes, formées de dolérites. Nous retrouvons là une situation qui existe dans d'autres vieux boucliers de la zone intertropicale où les dolérites se comportent comme des roches relativement dures, surtout quand elles ont traversé un craton. Cependant, d'autres filons de dolérite ou de diabase sont en creux et suivis par des vallées secondaires de ligne de fracture (Mphogodima).

Les glacis sont toujours couverts de formations superficielles en transit, sables rouges et fragments de quartz. Mais tantôt cette nappe est très mince (si bien que le glacis mérite le nom de pédiment), tantôt, surtout au pied des crêtes principaux, elle est assez épaisse pour que le soubassement ne soit pas visible et qu'on puisse soupçonner qu'elle recouvre un relief inégal.

La décomposition des granites donne lieu à des altérites assez importantes pour que certains de ces glacis puissent être considérés comme des glacis en roches tendres, élaborés pendant une phase de stabilité courte et tardive. Les travaux d'hydrogéologie ont permis une constatation intéressante : l'épaisseur des altérites est particulièrement grande à l'amont des dykes de dolérite ou de diabase, qui ont formé un barrage imperméable pour la nappe phréatique. Il s'agit d'une cryptoaltération due à cette nappe, celle-ci ayant trouvé un milieu initialement perméable dans des granites fortement fissurés. Dans tous les cas, ces glacis ne sont qu'assez faiblement incisés et ils aboutissent à un réseau hydrographique suspendu au-dessus de l'Olifant, avec de véritables chutes au passage des crêtes de quartzites. C'est un cas où les crêtes de roches dures forment un «niveau de base structural» par rapport aux granites archéens plus tendres.

En dépit de la forte différence d'altitude, il est légitime de considérer comme appartenant au même cycle les pédiments granitiques et les pédiments dé-

veloppés sur roches basiques. Cependant, au moins le long des artères principales comme celle qui est suivie par la route de Pietersburg à Lydenburg, les ondulations situées à l'amont de la gorge rentrent certainement dans la catégorie des formes de rajeunissement lent. Il est possible qu'une bonne partie des régions ayant l'aspect de «pénéplaine» soient en réalité des formes de rajeunissement lent dérivant d'une pénéplaine tangente aux interfluves. La distinction n'est possible que lorsque ces interfluves portent des sols plus évolués que leurs versants.

Toute discussion au fond de ces problèmes implique l'étude de l'immense affleurement de roches cristallines qui s'étend jusqu'au-delà du Soutpansberg. Les glacis et pédiments, que nous avons brièvement décrits et qui se rattachent au drainage de l'Olifant, sont séparés, par une ligne de partage des eaux insensible dans la topographie, de formes analogues tributaires du Limpopo (par exemple les glacis et les pédiments qui portent Ranch Motel).

La transversale de la Rivière Steelpoort (17-5)

Si nous revenons vers le Sud-est, le plan relativement régulier des reliefs concentriques subit une profonde perturbation le long d'une grande fracture SW-NE, suivie par la rivière de Steelpoort. Au Sud de cet accident, toutes les assises sont décalées en direction de l'Ouest (ligne de MERENSKY, ligne de la magnétite, etc.). En même temps, elles subissent de multiples gondolements, ainsi que les couches de Pretoria sous-jacentes qui émergent en fenêtres. Les couloirs pédimentaires s'entrecroisent, délimitant des reliefs d'orientations variées. Parmi ces derniers, on citera une combe méridienne creusée dans des cornéennes ; il s'agit de roches à grain très fin, constituées de quartz et de biotite, ainsi que de cordiérite et de microcline ; elle est entourée de crêts de quartzite.

Au Nord, les couloirs sont creusés, suivant la direction SE-NW, dans des norites et des harzburgites. Ils sont dominés vers le NE par des crêts ployés en cuiller, composés principalement de gabbros à hypersthène et à diopside ; parfois les bronzites supérieures occupent une situation topographique culminante (Mont Maronni, 1 500 m).

Au SW, les couloirs orthogonaux tronquent des couches variées, tantôt des anorthosites, tantôt des pyroxénites de l'étage inférieur. Ils entourent de puissants reliefs résiduels (3 à 400 m de hauteur relative), approximativement quadrangulaires et dont les flancs sont modelés en replats apparemment structuraux. Parmi les roches très variées qui les composent, on note des «pegmatites» à gros cristaux où domine tantôt le diallage, et tantôt l'olivine. On les attribue à des phénomènes métasomatiques, dont nous savons qu'ils peuvent conduire soit à un affaiblissement, soit à un renforcement de la roche. Les horizons riches en chrome n'ont pas été perturbés ; ils constituent parfois les bancs les plus résistants, et en tout cas les replats structuraux leur sont parallèles.

Cette description montre que toute tentative pour dresser une échelle de dureté en fonction de la minéralogie est vaine.

Les reliefs quadrangulaires peuvent procéder de bandes broyées orthogonales, les versants reculant ensuite parallèlement à eux-mêmes. Quant aux replats, on peut les mettre aussi en relation avec une fissuration subhorizontale parallèle à la stratification originelle des cristaux, sans que la nature de ceux-ci intervienne de façon décisive

dans la topographie. On ne fait que revenir ainsi à la conception implicite dans les formules des anciens auteurs, qui attribuaient au « rifting » l'allure structurale des reliefs monoclinaux.

LE SUD-EST DU BUSHVELD

Au Sud du 25°44 parallèle, la dénivellation et la hauteur de la cuesta granitique augmentent brusquement. Cela est dû en partie à l'affleurement de quartzites du Transvaal passant progressivement vers le haut à la strate granitique, mais aussi à l'intervention d'accidents E-W qui ont surélevé le secteur méridional. Sans doute l'escarpement de flexure-faille correspondant est-il disséqué ; mais la dénivellation est environ de 200 m. Ainsi, au voisinage de la rivière Steelpoort, la cuesta granitique dépasse 1 500 m (Sekhukhune Mt) et la dénivellation 600 m .

Au Sud du 29°15, la dépression subséquente de la cuesta granitique est limitée du côté de l'Est par des esquisses de gradins, et presque tout le reste de l'auréole basique se compose de hauts plateaux d'érosion plus ou moins bien conservés, incisés de vallées profondément encaissées, généralement orientées par des fractures méridiennes parallèles aux gradins (Klip River, etc.). Ces hautes terres se tiennent entre 1 500 et 2 000 m.

Or, le secteur levé à travers l'ensemble de l'auréole au Nord de Rossenekal par B.V. LOMBAARD ne fait pas apparaître de différences minéralogiques suffisantes pour rendre compte de la mise en creux de la dépression subséquente par rapport à ces hauts plateaux rugueux.

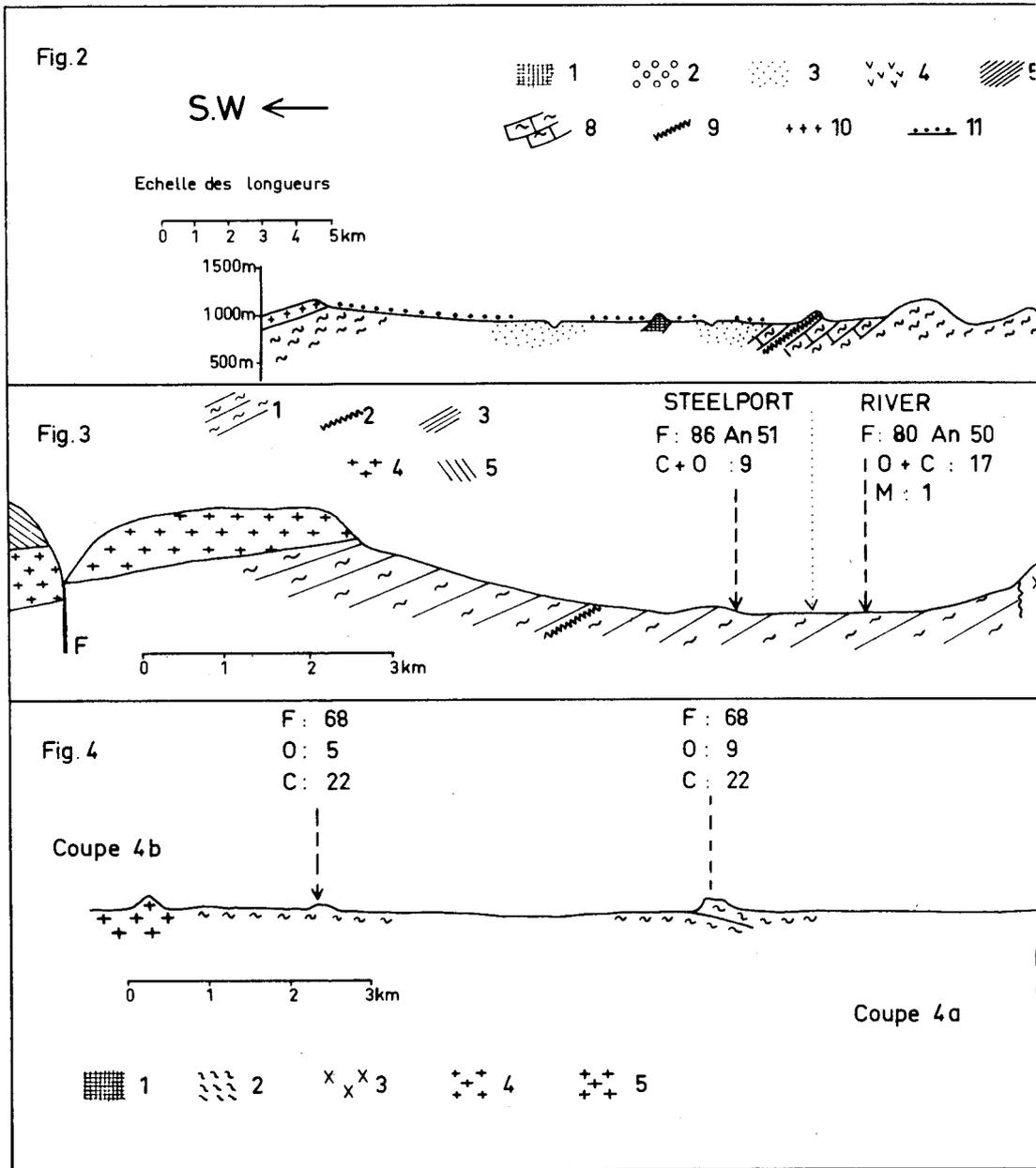
Dans les dépressions subséquentes, les roches sont riches en magnétite, comme c'est la règle à la partie supérieure des gabbros. La proportion de feldspaths relativement acides est très élevée, entre 80 et 86 % près de la rivière Steelpoort. Elle s'abaisse un peu sur les gradins et dans les hauts plateaux (entre 60 et 65 %), et toujours suivant la règle, ces feldspaths sont plus riches en anorthite. Clinopyroxènes et orthopyroxènes s'équilibrent. Au point culminant de la coupe, ces données ne se modifient pas. Au Sud du tracé de la coupe, la dépression de Roossenekal montre des proportions analogues.

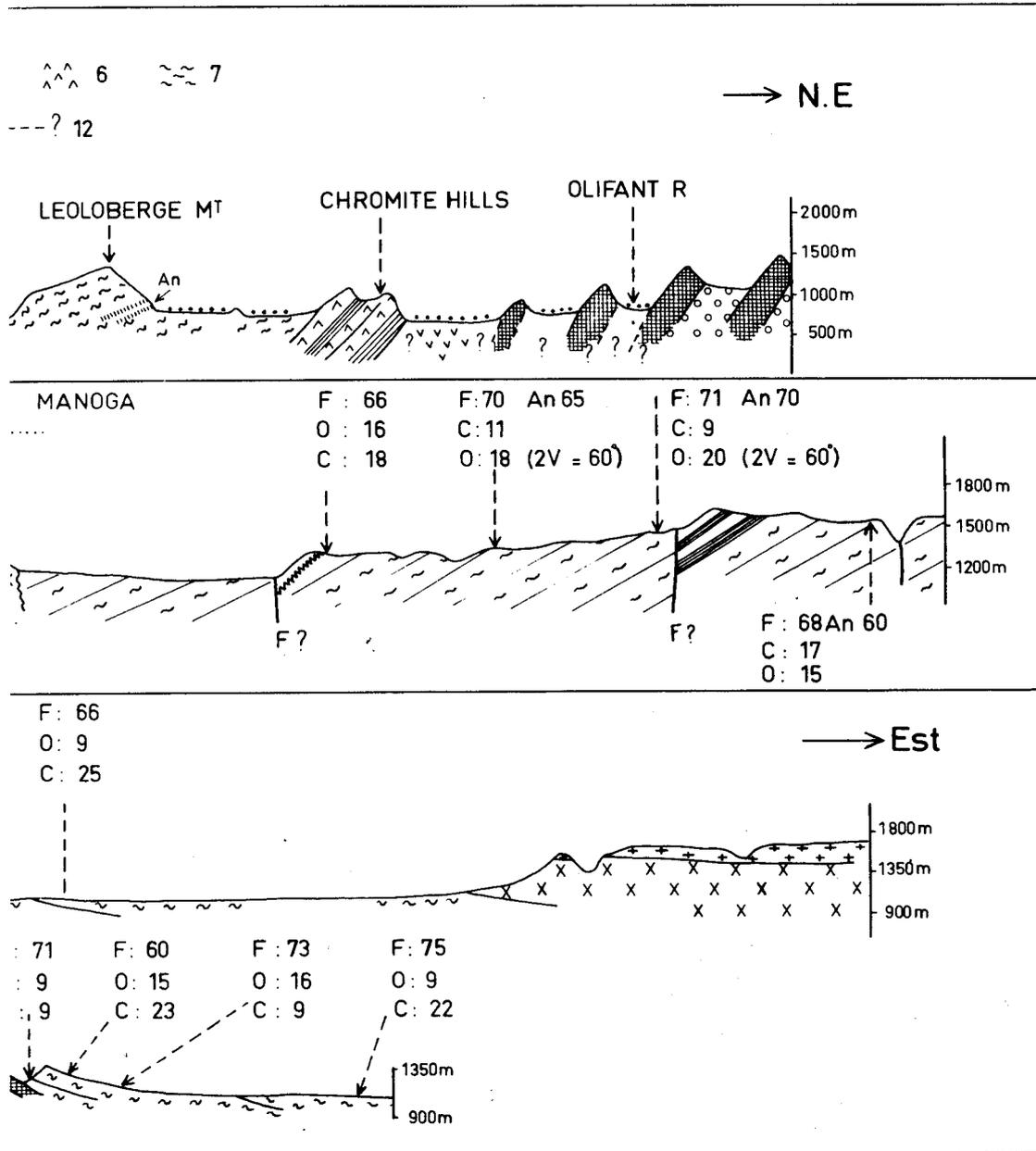
La proportion de fer ferreux n'augmente que faiblement vers le haut. Elle passe par un maximum dans le 2ème gradin (10 %), et s'abaisse de nouveau vers 6 % dans la dépression subséquente ; on ne peut donc pas dire qu'elle constitue un facteur de faiblesse, pas plus que tous les autres indices exprimant la composition minéralogique.

Par contre, une intrusion de granite traversant la dépression subséquente du SW au NE est mise en saillie sous la forme d'une large barre ; il s'agit d'une roche analogue à celle de la cuesta du Bushveld.

Les gradins, de direction méridienne, sont accentués par les vallées suivant les lignes de fracture. Sans doute, dans certains cas, leur rebord correspond-il au pendaage qui se matérialise dans des filons de magnétite ou de pyroxène, et qui atteint la valeur de 18°. Mais dans d'autres cas, leur pente est supérieure : donc si l'on invoque la fissuration pour rendre compte du relief, il faut admettre que les prismes de roches fissurées sont limitées par des plans plus inclinés que la pseudo-stratification.

Cependant, il est assez difficile de concevoir une fissuration augmentant par saccades vers l'Ouest. — Comme d'autre part il ne s'agit pas d'aplanissements cycliques





successifs, on se trouve amené à envisager, non sans hésitation, l'hypothèse d'escarpements de faille originels, ayant subi d'ailleurs un remaniement important par suite du surcreusement et de l'élargissement de bandes fissurées étroites qui, elles, ont une existence incontestable (Fig. 3).

L'imposante cuesta est formée de granites du Bushveld, surmontés de granophyres et de roches microcristallines rangées dans la catégorie des felsites. Les analyses chimiques disponibles montrent que ces roches ne sont pas exceptionnellement acides (teneur en SiO_2 de 67 à 68 %, et teneur en CaO de 1,8 à 3,4 %) ; par contre, elles sont très riches en fer : Fe_2O_3 5,2 % pour le granite, et 1,95 % pour la felsite. — FeO 4,2 % pour le granite, et 6,5 % pour la felsite. Ce fer se trouve dans la hornblende et la magnétite. Un point commun est aussi la faible teneur en alumine (11 %). Les analogies de composition chimique et la diminution progressive de la taille des cristaux vers le haut montrent que, dans ce cas au moins, on a affaire à une intrusion dont le toit s'est refroidi brusquement. La faible teneur en Al est commune pour les granites subvolcaniques, résidu de la différenciation d'un magma basique.

La felsite culminante forme un plateau beaucoup plus régulier que le revers de la cuesta granitique dans le secteur septentrional (très affecté par la dégradation lente). Le caractère microcristallin justifie cette plus grande résistance à l'érosion.

L'ALVEOLE DE STOFFBERG

Le relief de la région de Stoffberg offre une grande simplicité. Un couloir méridien de roches basiques très sombres sépare le massif de quartzites du Transvaal oriental d'une cuesta de 300 m de commandement environ, constituée à la base de granites du Bushveld, et de roches microgrenues associées. Le centre du couloir est occupé par de basses croupes arrondies aboutissant à des vallées de rajeunissement lent. Vers l'Est apparaissent des reliefs résiduels constitués des mêmes roches basiques et entaillés de pédiments.

A l'exception d'une haute croupe s'appuyant contre les quartzites, la bande du complexe de gabbro-diorites est entièrement en creux. A l'Est, un pédiment rocheux, à peine couvert d'une pellicule d'altérites (moins de 1m de boules en voie de pourrissement) vient mordre avec un knick très net à l'intérieur d'une roche homogène à faible diaclasation. Grâce aux carrières exploitant la roche très saine de la surface du pédiment, on peut recueillir des échantillons se prêtant à la mesure de la porosité.

Celle-ci est extrêmement faible, 1,16 %, entièrement formée de micropores, donc de perméabilité insignifiante. Elle est à peine supérieure à celle de la roche de Pyramid Rock prélevée dans la fameuse carrière sur le flanc de l'inselberg (1 % consistant uniquement en micropores).

Les indices modaux sont les suivants : plagioclases 56 % — hypersthène 30 % — bronzite 13 %. L'absence de clinopyroxène et la présence de bronzite indiqueraient une position basse dans la « stratigraphie » du complexe. Les feldspaths ne montrent aucune trace d'altération amorphe ou argileuse, ni de substitution par la séricite. Mais ils renferment de nombreuses inclusions tabulaires d'oxydes de fer disposées suivant des plans qui se recoupent. Il en est de même pour la bronzite et l'hypersthène.

Vers le NE, le pédiment subit un certain surbaissement. Mais le knick est encore net au pied d'un inselberg. Sous des sols rouges peu épais, on trouve une norite très saine à structure grenue et à grain grossier comme la précédente.

Les indices modaux sont les suivants : labrador 61 % — hypersthène 21 % — augite 7 % — ouralite 8 % — hornblende 2 %. La composition du labrador est proche de celle de la bytownite. Il est un peu fissuré et craquelé, et localement séricitisé. Les marges des cristaux d'hypersthène et d'augite ont subi une ouralitiséation qui peut être la conséquence d'une fissuration et d'une circulation d'eau active (nécessaire pour la transformation des pyroxènes en hornblende).

Plus loin, le pédiment se transforme en croupes surbaissées où il est difficile de trouver des roches fraîches. Les indices modaux sont les suivants : labrador 55 % — pyroxènes 25 % (leur altération n'a pas permis d'établir exactement la proportion des clinopyroxènes et des orthopyroxènes) — ouralite 10 % — ilménite 5 % — hornblende verte 5 %. La structure est ophitique et le grain plus fin que dans le pédiment oriental, mais la fissuration est importante. L'hypersthène, moins abondant que l'augite, n'est plus pléochroïque, ayant perdu une partie de son fer. Au voisinage de Stoffberg, on ne trouve de roches que dans les vallées légèrement encaissées. Il s'agit d'un gabbro avec 56 % de labrador — 6 % d'hypersthène — 9 % d'ilménite et 18 % d'augite. L'augite est particulièrement fissurée, en partie ouralitisée. Les clivages des feldspaths sont partiellement décollés. Il est à remarquer que la magnétite est particulièrement abondante dans cette bande qui est aussi la plus déprimée.

L'ensemble de ces observations permet de serrer de plus près le problème de l'origine des alvéoles et des pédiments creusés dans les roches basiques. La dépression de Stoffberg s'étend sur toute la gamme des gabbro-norites. Le pédiment oriental, par ailleurs, ne correspond pas à une roche plus fissurée, puisque sa porosité est du même ordre de grandeur que celle d'un inselberg du Bushveld occidental, qui doit être interprété comme un inselberg de dureté. Il faut en conclure que, au moins dans cette section, le versant raide a reculé parallèlement à lui-même dans une roche homogène. — Mais il est très probable que ce versant raide procède d'une bande broyée large de plusieurs kilomètres, qui a été précocement déblayée et aplanie. Sans doute, nous ne pouvons pas mesurer sa porosité puisque la roche est altérée sur toute l'épaisseur de l'incision des rivières, mais l'étude microscopique des échantillons a montré des signes de broyage dans un milieu riche en eau, comme le prouve l'ouralitiséation des augites et de l'hypersthène. On supposera provisoirement que cette richesse en eau est aussi la cause d'une forte porosité initiale et du broyage lui-même. Il ne s'agit que de présomption parce que, en principe, une métasomatose peut cicatriser les blessures antérieures. Mais que la roche soit restée faible est prouvé par la présence de deux talwegs manifestement orientés par les fractures et très proches l'un de l'autre.

Le recul des versants raides parallèlement à eux-mêmes, le perfectionnement automatique des aplanissements en aval du knick, en raison de la stagnation de l'eau sur des pentes plus faibles, ont souvent être invoqués pour rendre compte de la pédimentation. Ce mécanisme est particulièrement plausible dans des roches basiques et sous un climat de nuance sèche. Sur des pentes faibles, le seul minéral argileux qui se forme est alors la montmorillonite dont l'action explosive désagrège en poudre la roche ; l'altération progresse cependant lentement vers le bas en raison de l'imperméabilité. Mais cette dernière même est la raison pour laquelle l'attaque chimique ne suit pas le chemin préférentiel, mais affecte uniformément une mince pellicule superficielle. C'est dans ces conditions que le knick est le plus net.

A l'Ouest de la dépression de Stoffberg, la cuesta est couronnée par une roche rose de tendance microgrenue. La trame est principalement feldspathique, avec de



petits grains de hornblende verte abondante. Les phénocristaux se composent de feldspaths potassiques également troubles, et de hornblende verte. Il s'agit sans doute de la partie la plus acide du magma basaltique fondamental, car les grains d'ilménite sont nombreux, témoignant d'une grande richesse en titane. Après altération, cet ensemble a été consolidé par un apport micropegmatitique de quartz particulièrement abondant dans la mésostase, et à un moindre degré dans les phénocristaux. Au cours de cette deuxième phase de cristallisation, des micas complètement désagrégés ont été remplacés par de la fine séricite.

Il semble donc qu'une roche magmatique, représentant l'écume du magma basaltique, a été assez fortement fissurée ; puis ses blessures ont été cicatrisées au cours d'une cristallisation tardive. La dalle terminale du Bushveld devrait sa compacité à sa situation en piège froid, peut-être à couverture imperméable, recueillant et précipitant tous les ions venus de la profondeur. Bien entendu, la composition chimique de cette roche potassique et silicieuse est un facteur de dureté.

La plus grande partie du versant de la cuesta est couvert d'un tablier de sables rouges, masquant les roches intermédiaires avec les gabbros.

Cette cuesta dérive de la surface pré-Karoo (pastilles de grès d'Ecça à 1 900 m) — De l'autre côté de la dépression, les quartzites de Transvaal sont tronqués par une topographie très largement ondulée, à l'allure de pénéplaine, la flèche des ondulations étant de 40 m environ. Cette surface d'aplanissement s'élève progressivement, portant de larges lambeaux de carapace ferrugineuse, jusqu'à plus de 2 000 m. Là, les ondulations cessent d'être symétriques, des corniches rocheuses apparaissent, et on ne trouve plus trace de la cuirasse.

Dès cette latitude apparaissent des formes qui prendront un grand développement plus au Sud. En dépit du caractère finement grenu des roches acides supérieures, on trouve une dépression hydro-éolienne sur le plateau au SW de Stoffberg, surcreusée d'une trentaine de mètres.

Vers le Sud, le fond du couloir de Stoffberg se relève progressivement, et les reliefs qui l'encadrent s'amortissent. D'une part, l'érosion régressive en fonction de l'Olifant River s'épuise, d'autre part la surface pré-karoo plonge vers le Sud et les couches discordantes de ce système masquent toutes les structures antérieures, à partir de la grand'route Johannesburg-Lourenço Marquès.

L'ALVEOLE DE BLOED RIVIER (Fig. 4)

Dans la région de Mossiesdal, un couloir de gabbro-norites, branché sur le couloir méridien de Stoffberg, prend une direction E-W. Il s'agit d'une espèce de combe flanquée par des escarpements de roches acides. Ce plissement à moyen rayon de courbure est en partie postérieur à la dalle des grès de Waterberg qui coiffe, en discordance, le Bushveld. Une intercalation de roches tendres à l'intérieur des grès décompose en deux crêts l'extrémité de la cuiller synclinale. Cet ensemble de formes structurales a été dégagé aux dépens de la surface pré-Ecça.

Le couloir proprement dit est limité au Sud, au Nord et au NE par le complexe des granophyres et des felsites formant une cuesta avec buttes témoins (Grootkop) d'où s'échappe un tablier sableux — Au SW, il est décroché en direction du Nord par des apophyses de quartzites, orientées NE-SW et qui s'enfoncent sous les gabbro-norites.

Un réseau de fractures compliqué affecte le complexe du Bushveld. La direction NE-SW des échines de quartzites est aussi celle d'une faille abaissant les felsites du compartiment oriental. Elle a été nivelée par la surface d'érosion principale vers 1 650 m ; mais le rajeunissement de cette dernière a exploité l'élargissement de l'affleurement des gabbro-diorites le long du compartiment oriental soulevé. Les accidents WNW sont également notables. Ils orientent le rebord N de l'alvéole et des filons légèrement mis en creux par rapport aux granophyres, nivelés par la surface d'érosion principale. Ces filons consistent en clinopyroxènes (20 %), orthopyroxènes (10 %), plagioclases (40 %) et feldspaths et quartz assemblés en micropegmatites graphiques.

Les gabbro-norites sont presque entièrement excavées à l'exception de quelques inselbergs au NW, et d'un éperon SSW-NNE s'appuyant sur l'apophyse quartzitique. Au pied même de la cuesta, la roche en place, responsable de la dépression, est peu visible. Mais un sondage a ramené un échantillon qui est un ferro-gabbro : plagioclases 50 % — clinopyroxènes 29 % — hornblende 5 % — magnétite 7 % — ferro-ortholite 8 %. La concavité de la cuesta est constituée par une diorite à hornblende (15 à 30 %), nettement plus tendre que les roches acides supérieures.

Les analyses de roches dont on dispose pour l'axe de la dépression font apparaître une gabbro-norite dont la teneur en plagioclases est peu variable (64 à 65 %), où le pourcentage d'hypersthène varie entre 9 et 19 %, tandis qu'en proportion inverse la teneur en clinopyroxène varie entre 22 et 15 %.

Les petits inselbergs sont parfois constitués de filons épais de magnétite. Des croupes plus larges, orientées tantôt W-E, tantôt NNE-SSW, ont une composition assez variable :

- 1/ Plagioclases 55 % — hypersthènes 6 % — clinopyroxènes 32 %
- 2/ Plagioclases 68 % — hypersthènes 5 % — clinopyroxènes 22 %
- 3/ Plagioclases 68 % — hypersthènes 9 % — clinopyroxènes 22 %.

L'échine appuyée à la croupe quartzitique de direction NNE-SSW (Mineral Range) est équilibrée comme une hypérite : plagioclases 60 % — hypersthènes 19 % — clinopyroxènes 23 %.

On ne voit donc aucune corrélation entre le relief et la composition minéralogique à l'intérieur du complexe basique.

Un point remarquable est que l'alvéole se prolonge en direction de W-NW aux dépens du granite du Bushveld, qui ne se signale dans la topographie que par des inselbergs assez vigoureux (plus de 150 m de dénivellation). Ce phénomène peut être interprété comme le résultat d'une fracturation très serrée suivant des directions N-S et ESE-WNW. Ce modelé se prolonge dans la vallée assez évasée de l'Olifant supérieur (840-830m) enfoncée de 90 m dans la surface pré-Karoo de la région de Marble Hall.

D'après l'interprétation de C.A. COUSINS (9), l'alvéole E-W recouperait un synclinal orienté N-S affectant les «couches» du complexe basique seulement, et correspondant à l'axe de la cheminée par où le magma serait monté. Les affleurements ne sont pas suffisamment nombreux pour qu'on puisse en décider. En tout cas, l'incidence sur le relief est nulle.

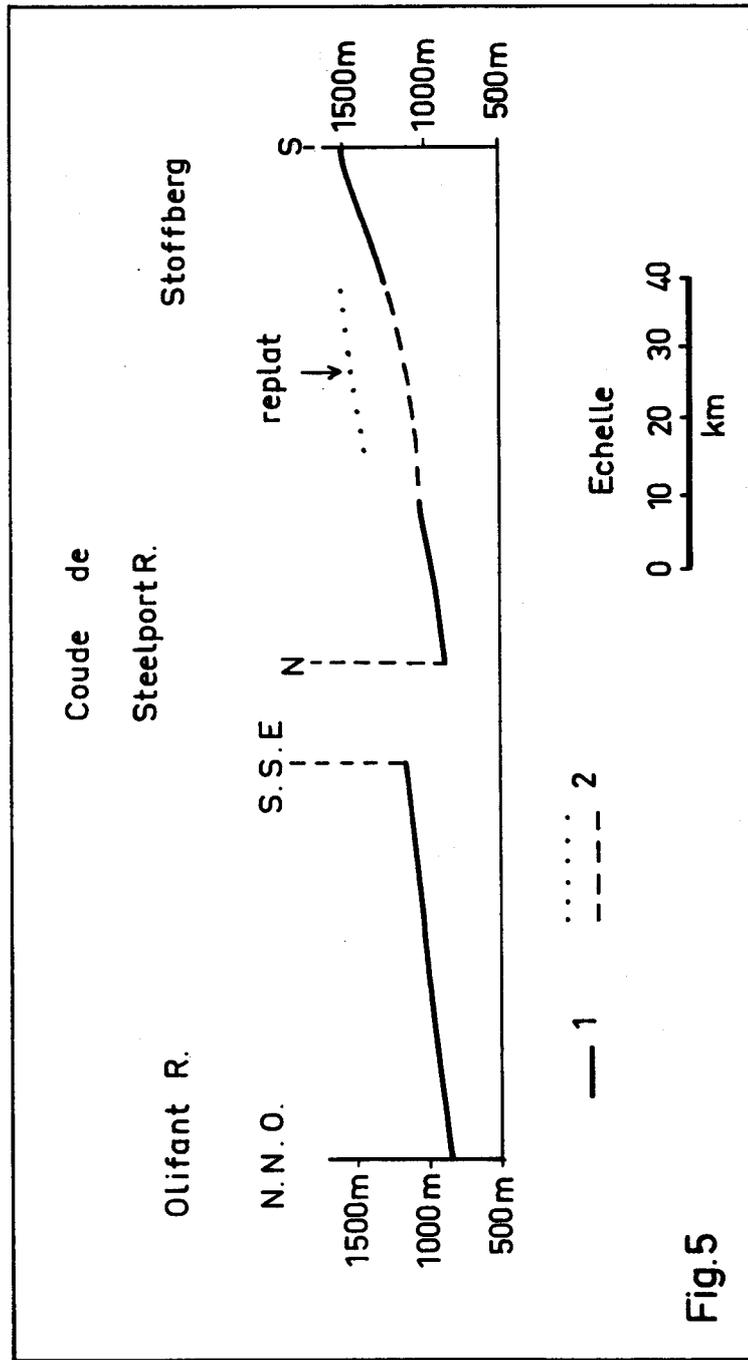


Fig. 5

RELATIONS ENTRE LES COULOIRS DU BUSHVELD ORIENTAL

Si l'on jette maintenant un coup d'œil sur l'ensemble des couloirs aplanis dépendant plus ou moins directement de l'Olifant River, on note que leur pente longitudinale est le plus souvent très forte. C'est ainsi que la dépression subséquente de la cuesta granitique du NE du Bushveld, aboutissant à l'Olifant, se relève de 780 à 1 260 m en 55 km environ. Elle paraît commandée par la nécessité d'évacuer les sables issus du granite et des quartzites du Transvaal, mais peut-être aussi par l'interposition de noyaux de roches basiques ou quartzitiques non décomposées. La rivière de Steelpoort, qui suit une cassure transversale et rejoint l'Olifant plus directement, abaisse brusquement le niveau de ce couloir à 825 m, en attaquant par le revers le couloir dirigé vers le NW, découpé à l'emporte-pièce ; d'où un très large «pédiment pass». De même le couloir basique le plus externe, dirigé vers l'Olifant, est attaqué sur une dénivellation de 75 m par le couloir de Steelpoort. Enfin, la combe de Mossiedal, tête de source de l'Olifant River, est emboîtée dans le couloir de Stoffberg (Fig. 5).

C'est un phénomène commun du modelé tropical que celui de formes cycliques contemporaines séparées par de fortes dénivellations. Cependant, dans le cas présent, le problème est plus compliqué. En effet, si l'on remonte la rivière de Steelpoort en direction de Stoffberg, elle s'encaisse dans la dépression subséquente flanquant la cuesta granitique qui prend l'aspect d'un replat très large vers 1 380 m. Plus en amont, l'encaissement diminue progressivement en même temps que la vallée s'évase tout en demeurant cependant emboîtée dans des croupes, vers 1 500 m, qui paraissent prolonger le replat. Interprétée en termes cycliques, cette situation implique que le long du Steelpoort les pédiments en roches basiques se sont développés en deux étapes. Cependant cette conclusion n'est présentée qu'à titre provisoire, car elle implique que les alternances d'élargissement et rétrécissement de la vallée de Steelpoort ne sont pas dues à des variations lithologiques, ce qu'il est toujours téméraire d'affirmer.

Le tracé de l'Olifant River elle-même pose un problème apparemment inexplicable. Après avoir suivi vers le NE le bloc basculé et traversé la prolongation de Leoloberg en utilisant principalement des fractures transversales, il recoupe les auréoles basiques externes, puis les quartzites, en revenant à plusieurs reprises vers le centre de la cuvette. La plus longue section est fixée sur des roches de résistance moyenne, les dolomites. Il est impossible de reconstituer la surface topographique sur laquelle ce réseau a pu s'établir.

Quoi qu'il en soit, les mouvements verticaux postérieurs à la formation des pédiments ont certainement été très faibles. La pente de la rivière Olifant augmente progressivement depuis l'ombilic septentrional de Mulips drift, où elle ne dépasse guère 1 % , jusqu'aux reliefs quartzitiques périphériques où elle atteint 3 % . Mais la nécessité d'évacuer des débris plus grossiers et plus abondants dans cette section de son cours justifie suffisamment ce phénomène et on peut considérer que le profil en long est un profil d'équilibre, qui a été peu modifié par les événements postérieurs aux aplanissements fini-tertiaires. C'est seulement lorsqu'il existe une brusque dénivellation dans le lit qu'il faut invoquer l'impuissance de l'érosion linéaire.

La notion de «niveau de base structural» a été invoquée il y a déjà 50 ans pour rendre compte du développement de ces pédiments du Bushveld, mais il convient de préciser sa véritable signification. On imagine que les aplanissements développés à l'amont d'une roche mécaniquement dure sont plus parfaits et plus étendus que ceux

qu'on peut trouver à l'aval sur la même roche de résistance relativement faible, parce que les vagues d'érosion régressive ont été bloquées par la barre. Ce caractère régressif ne se manifeste nettement que lorsque la reprise d'érosion est provoquée par un abaissement du niveau de base, ou parce que, lors d'un soulèvement à grand rayon de courbure, le secteur amont a été moins déformé que le secteur aval. Il est exclu, en raison de la grande distance de l'océan, que des variations eustatiques puissent avoir quelque influence sur ce qui se passe dans le Bushveld. En revanche, le style de déformation de la bordure du vieux socle est bien celui d'une flexure, conformément à la 2ème hypothèse.

Il faudrait donc vérifier, le long des traversées du Grand Escarpement par l'Oli-fant River et le Steelpoort River, que les aplanissements y sont moins parfaits qu'à l'amont, dans des roches de résistance identique. Seule cette vérification permettra d'affirmer que les quartzites ont joué le rôle de niveau de base structural pour les pédiments en roches basiques situés en amont. — En tout cas, à l'aval du Grand Escarpement dans le Lowveld, l'incision postérieure à ce qui a été appelé la surface finitertiaire est faible, du même ordre de grandeur que l'incision affectant les pédiments du Bushveld. Ceci nous incline à donner à ces derniers un âge identique. Plus ancienne serait la surface d'aplanissement à carapace ferrugineuse dans laquelle est emboîté le couloir de Stoffberg.

L'OUEST DU BUSHVELD

L'Ouest du complexe du Bushveld s'oppose nettement aux régions orientales que nous venons de parcourir, par la médiocrité de son relief, y compris celui de la dalle granitique. Seule l'enceinte quartzitique et l'intrusion du Pilansberg se détachent.

Cependant, l'érosion différentielle se manifeste dans la division tripartite du relief des auréoles basiques sud-occidentales. Une double dépression encadre une chaîne médiane d'inselbergs (dont le relief relatif varie entre 50 et 250 m), qui ne sont certainement pas des inselbergs de position puisque leur situation est indépendante des traits d'ensemble du réseau hydrographique, orienté S-N.

Le plus célèbre de ces inselbergs est celui de Pyramid Hill. Il s'agit d'une roche extrêmement massive s'altérant en boules, mais dont les diaclases ne se révèlent que dans une tranche superficielle épaisse de moins de 1 m, où les altérites superficielles sont rouges (à cause du bon drainage). Le grain est assez grossier et se répartit en 64 % de labrador, 20 % d'hypersthènes et 16 % d'augite. La microfissuration est très faible. — Nous disposons d'une analyse chimique ; on en retiendra seulement que la teneur en fer ferreux est modérée (6 %).

Un petit inselberg situé au NE de Rustenburg, à l'extrémité ouest de la chaîne, a une composition différente. La roche est beaucoup plus riche en plagioclases (88 %) qui, par leur teneur en anorthite, se situent à la limite labrador — bytownite ; à leur périphérie, ils renferment des inclusions vermiculaires de pyroxènes orthorhombiques. Les pyroxènes sont de l'hypersthène dominant, de l'enstatite et de la bronzite. Les hypersthènes sont fissurés et ouralitisés dans les clivages. Mais ce n'est pas un indice de faiblesse, car ces cristaux sont entourés par des feldspaths beaucoup moins fissurés.

Une deuxième chaîne d'inselbergs est en position plus méridionale, formée par des norites ou des pyroxénites.

La dépression septentrionale, située entre la chaîne d'inselbergs et l'extrémité sud de la galette de roches acides, est composée en grande partie de ferro-gabbros que les géologues sud-africains considèrent comme nettement moins résistants que les autres variétés. Comme dans le Bushveld oriental, cette bande est riche en magnétite, formant des filons en général trop peu épais pour influencer sur le relief; on a surtout affaire à des ferro-augites dont le fer ferreux pourrait être une cause de faiblesse. Elle se rétrécit de plus en plus entre Brits et la région de Pretoria.

La dépression méridionale est développée dans des roches qui montrent une extrême variabilité, depuis les diabases jusqu'aux anorthosites. L'élément dominant est une norite. Par exemple, une excavation dans des «flats» au NE de Rustenburg donne un échantillon renfermant 61 % de plagioclase, 28 % d'hypersthène, 4 % d'ensatite et 7 % d'augite. La microfissuration est assez faible.

Au NW de Rustenburg, le pédiment nivelle, en même temps que des quartzites assez broyés, des diabases, puis des norites où les pyroxènes sont presque aussi abondants que les plagioclases (bytownite). Parmi les pyroxènes, l'hypersthène est 5 à 6 fois plus abondant que l'augite, dont la périphérie est ouralitisée sur une auréole assez mince. Ces cristaux sont frais, mais assez fortement fissurés. Les diabases, à grain plus fin, sont constituées, comme les norites, d'orthopyroxène et de plagioclase basique, avec une quantité non négligeable de quartz et d'amphibole.

Les altérites du pédiment sont minces. Elles ont l'aspect d'une poudre avec des fragments de cristaux reconnaissables s'effritant à la moindre pression. Les minéraux argileux sont la montmorillonite dominante, à laquelle la vermiculite.

Entre Rustenburg et Pretoria, le couloir méridional déblayé dans les roches basiques se rétrécit comme les affleurements de ces dernières. Cette réduction de largeur des affleurements s'explique en partie par une augmentation du pendage au fur et à mesure qu'on se déplace vers l'Est, mais aussi par le fait que l'étage inférieur et moyen des roches basiques semble passer latéralement aux quartzites, schistes et calcaires de la série du Transvaal.

La variabilité lithologique est particulièrement accentuée dans la partie de la dépression située entre Brits et Pretoria. Chaque affleurement rocheux visible est différent : serpentines presque pures, anorthosites, pyroxénites à diopside, etc.

— Tout cela sans aucune incidence systématique sur le relief.

C'est dans cette région que S. van BILJON a essayé de montrer que le recouplement en biseau des séries du Transvaal par le corps basique, qui aboutit à un amincissement progressif de ce dernier au Sud de la calotte granitique, résulte du métamorphisme de la série du Transvaal (et non de son remplacement par un magma). L'argumentation repose sur des analyses chimiques faites en série et montrant que, sur quelques centaines de mètres, parfois sur quelques kilomètres, la roche sédimentaire paraît se transformer en roche basique. — Cette hypothèse n'est assurément pas «à la mode» et n'a pas été adoptée par les géologues qui ont poursuivi leurs recherches après les années 50. Une démonstration rigoureuse nécessiterait des milliers d'analyses, et la continuité des bandes E-W est interrompue par de multiples failles transversales qui compliquent encore la tâche.

Certes cette explication présentait des aspects séduisants. Elle rendait compte, en effet, de la «stratification» très fine des horizons de base du Bushveld, s'opposant à

la relative homogénéité de la masse principale, plus au NW. Dans l'esprit de S. van BILJON, la chaîne principale des inselbergs de Pyramid Hills représente la transformation du banc de quartzites le plus septentrional, ce qui implique évidemment une forte perte de silice remplacée par de l'alumine, de la magnésie, du fer et du calcium. Le métamorphisme d'une telle roche ne mobilise pas d'eau, à la différence de celui des schistes intercalés. Ainsi rendrait-on compte de l'inégale porosité primaire des différentes bandes parallèles.

Cependant les phénomènes de métasomatisme ne peuvent jouer qu'un rôle subordonné dans ces structures finement rubanées. Une étude de détail au NE de Pretoria a montré, en effet, que le pendage des roches basiques enregistré par une bande de magnétite est de 20° vers le NNE, contre 45° vers le NNW pour les sédiments.

Les relations de la dépression aplanie avec l'enceinte des quartzites de la série du Transvaal sont complexes. L'ensemble de cette enceinte correspond à une surface structurale très inclinée suivant le pendage centripète, avec cependant de nombreux escarpements tournés vers le centre, provoqués soit par des intrusions des couches basiques inférieures recoupant les quartzites, soit à des failles (W de Rustenburg). Ces couches basiques pétrographiquement très diverses (diabases à épidiorite) jouent le rôle de roches tendres. Le pédiment qui les nivelle tronque également, sur des surfaces dépassant parfois le kilomètre, des enclaves de quartzites appartenant au système du Transvaal (Ouest de Rustenburg). Il s'agit en général de quartzites à grain assez grossier que souligne l'altération chimique. L'infiltration de la ferruginisation rouge s'accompagne d'une véritable arénisation. Un tel comportement des quartzites émoussés par l'attaque chimique implique un climat beaucoup plus humide que le climat actuel.

Cependant ces pédiments à faible couverture colluviale, ou à carapace ferrugineuse, sont juxtaposés à des tabliers descendant des crêts de quartzites, où l'accumulation atteint 8 à 10 m (principalement entre Rustenburg et Brits). Il s'agit de grains de quartz rougis et de quelques fragments de quartzites atteignant 5 à 10 cm. Ces glacis sont légèrement incisés et, vers l'aval, se raccordent souvent à une basse terrasse fluviale. Au voisinage des artères de drainage, de direction méridienne, ces colluvions prennent une pente transversale forte. — Dans ce type de contact avec l'enceinte quartzitique, on ne note pas de knick net, mais un raccord largement concave. Ce phénomène, qui a été également observé à Madagascar et en Afrique orientale, s'explique par le fait que les quartzites fournissent des débris allant de la taille des grains à celles des blocs.

Ces épandages s'étendent jusqu'au Nord de la route Rustenburg-Pretoria. Dans la région de Brits, nous avons eu la chance de pouvoir recueillir les résultats d'un sondage poussé jusqu'à 40 m. Sous 6 m de sables rouges à kaolinite formant le glacis d'accumulation proprement dit, viennent des limons souvent lités représentant le remaniement des sols noirs développés sur les pyroxénites et les norites, enfin la roche en place identifiable par ses gros minéraux relativement sains, mais pulvérisés sur 15 à 20 m de profondeur. Dans ce cas, on constate une altération chimique très profonde des roches basiques.

L'ensemble de ces faits appelle la même explication déjà proposée pour l'Est du Bushveld. Les tabliers rouges représentent la resédimentation de paléosols développés lors d'une phase beaucoup plus humide où les quartzites eux-mêmes avaient été altérés. Les épandages provoqués par une crise climatique récente ont, dans certains cas

au moins, une pente indépendante de celle des pédiments à faible couverture d'altérites ou de colluvions.

En position interne, la bande déprimée septentrionale des gabbros à magnétite est dominée par le *granite*, couche supérieure du système du Bushveld, mais sans escarpement de type cuesta. Il est modelé en une surface ondulée méritant le nom de pénéplaine au sens purement descriptif du terme. C'est dans l'ensemble une roche à grain grossier, mais avec des lentilles assez importantes à grain beaucoup plus fin ; il est difficile de préciser davantage leurs relations, parce que les entailles des routes ne sont pas assez profondes. Ces deux types de roches sont affectés indifféremment par des diaclases à très grand rayon de courbure qui peuvent résulter d'un phénomène tardif de décompression.

Du point de vue minéralogique, la roche à grain grossier est un granite à amphibole où le feldspath forme environ 75 % de la roche. Dans une première phase ont cristallisé des microclines englobant des petits plagioclases, et de grands plagioclases. Après une intense fissuration décollant les clivages des feldspaths potassiques, des plagioclases se sont développés aux dépens des perthites, et la périphérie des amphiboles a été altérée en calcite et épidote. L'ilménite est abondante, évoquant un magma riche en titane. Tout se passe comme si le 2ème épisode de cristallisation, en situation de toit, avait obturé toutes les fissures antérieures.

La roche à grain fin résulte aussi de plusieurs phases de cristallisation. Le quartz sphérique troue les feldspaths. Le feldspath potassique à microperthite très fine rongé les résidus de biotite peu abondants.

Dans le secteur occidental au Nord de Rustenburg, la surface ondulée, dont les points hauts s'abaissent lentement vers le Nord, de 1 220 m à 1 150 m, est recouverte en grande partie d'une carapace ferrugineuse, un peu trop mince peut-être pour mériter le nom de cuirasse, mais qui est très résistante au marteau. Elle ne descend pas jusqu'aux points les plus creux des ondulations, ni dans les «flats» tronquant les gabbros à magnétite, et est attaquée par la pédogénèse actuelle. C'est ce qui nous a conduits à la considérer comme un paléosol remontant peut-être jusqu'au Miocène. — La présence de carapace ferrugineuse dans certains secteurs du pédiment méridional, développé au voisinage ou aux dépens des quartzites, doit être alors interprétée comme la conséquence du fait qu'il n'existe, dans cette partie occidentale du Bushveld, qu'une faible dénivellation entre la surface milieu du Tertiaire et les pédiments les plus récents fin Tertiaire, ceci pour des raisons tectoniques. Cette faible dénivellation est sensible dans un léger emboîtement des formes d'aplanissement au NW de Rustenburg. Ainsi s'explique également que le granite ne donne pas de cuesta, et surtout que les bandes les plus résistantes des couches basiques se soient émiettées en inselbergs, par opposition aux crêts continus de l'Est du Bushveld.

Sur la transversale de Brits, le profil subit une modification sensible dont l'origine pose un problème. Le pédiment sur roches basiques descend régulièrement vers le Nord, de 1 170 m à 1 080 m, interrompu par la chaîne médiane d'inselbergs dont les plus élevés atteignent 1 400 m. Il vient buter contre un éperon de granophyre de même altitude, dont les flancs raides ont une dénivellation de plus de 200 m. La Krokodil River, utilisant sans doute une fracture méridienne, le traverse en plein milieu. Ses versants raides correspondent à des failles au contact du gabbro. La première idée qui vient à l'esprit est de les interpréter comme des escarpements de faille

inversés par l'érosion différentielle, laquelle s'est attaquée à une surface d'aplanissement pré-Karoo qui plonge vers la transversale de Pretoria. — Mais la difficulté est alors de comprendre pourquoi le même contact entre les granophyres et les gabbros ferrifères donne un relief très émoussé au Nord de Pretoria, comme au NE de Rustenburg. L'hypothèse que la surface pré-Karoo a été davantage soulevée sur la transversale de Brits, probablement à une époque postérieure à l'aplanissement cuirassé, doit être prise en considération. On pourrait même se demander si l'ancien fossé de granophyres n'a pas ensuite rejoué comme un horst, si bien qu'il y aurait eu d'abord inversion par érosion, puis inversion tectonique. Nous verrons que le grand escarpement granitique de la région de Potgistersrus pose un problème analogue.

Plus à l'Est encore, sur la route de Pretoria à Warmbad, la carapace ferrugineuse n'existe plus. Les points hauts de la pénéplaine coïncident à peu près avec la surface pré-Karoo (1 050 m), comme le prouvent quelques pastilles appartenant à cette dernière formation. Il semble que la surface infra-Karoo n'ait pas encore été exhumée au moment où la carapace ferrugineuse s'est formée.

Entre Pretoria et Johannesburg, au Sud de l'enceinte des quartzites, il existe un petit massif de *granites archéens* très faiblement en creux par rapport à ces derniers. Nous devons au Dr. T.C. PARTRIDGE des renseignements du plus grand intérêt sur cette petite unité. Les sondages y ont montré que le granite est altéré sur une profondeur de 35 m, avec une certaine proportion d'argiles kaoliniques. On y retrouve la carapace assez étendue, principalement aux têtes de vallées de rajeunissement lent, mais jamais dans le fond de ces dernières.

Nous interprétons ces phénomènes de la façon suivante. L'altération en question est probablement d'âge pré-Karoo ; mais elle est plus importante que dans les granites du Bushveld ; la très grande majorité des granites archéens sont très sensibles à l'altération. Cette altération plus forte avait permis le nettoyage relativement précoce de la couverture du Karoo, et l'exposition aux intempéries au moment de la formation de la cuirasse. Cependant les virtualités de l'érosion différentielle n'ont pas été pleinement réalisées, en raison de la lenteur de l'érosion régressive à la tête de source du réseau orienté vers le Limpopo supérieur, et à l'amont des crêtes de quartzites de Pretoria.

Les géologues qui ont levé le *secteur NW du Bushveld* ont porté beaucoup d'attention au rôle de l'érosion différentielle (8). Entre la dalle granitique supérieure et les quartzites du Transvaal qui plongent vers le Sud, les bandes de roches basiques, épaisses de 6 à 7 km, sont une fois de plus aplanies. Les reliefs résiduels se réduisent à quelques inselbergs situés principalement dans l'étage des gabbros, alors que les ferro-gabbros discordants suivant deux bandes orientées NW-SE sont toujours en creux. Quelques kopkjes correspondent aussi à des affleurements de pyroxénites.

La bande NW est séparée de la bande SW par le puissant complexe résiduel du Pilansberg (1 650 m), où des syénites tardives, à néphéline et à aégrine, sont en position culminante par rapport à toutes les autres roches, y compris les quartzites. Sa structure en ring dykes a été décrite dès 1927 (32) et n'a guère retenu l'attention depuis. L'intérieur est éventré par des aplanissements qui se trouvent en continuité avec les pédiments sur roches basiques du Bushveld. La roche en place y est malheureusement masquée la plupart du temps par des colluvions en plaques anguleuses. Des levés minutieux et plus systématiques seraient nécessaires, qui complèteraient ou corrigeraient la carte dressée en 1927. Il se pourrait en effet que cette couverture masque un substratum granitique ou noritique prolongeant le Bushveld.

Les syénites seraient donc à placer au sommet de l'échelle de dureté. On a émis l'hypothèse que leur position culminante aurait été acquise dès le dépôt du Karoo qui aurait fossilisé ces intrusions en saillie. Les cycles d'érosion ultérieurs se seraient bornés à l'exhumer des couches du Karoo relativement tendres. Mais il est certain qu'au cours des cycles du milieu et de la fin du Tertiaire, l'érosion a exagéré les différences de relief existant éventuellement avant le dépôt des couches du Karoo. Ceci implique que, pendant cette période, les syénites se sont comportées comme des roches plus dures que les granites du Bushveld eux-mêmes.

Le problème de la grande résistance de beaucoup de syénites tardives est d'ordre très général. La présence de la néphéline n'est certainement pas le facteur responsable, ni probablement celle de l'aégrine (bien que A. RONDEAU ait invoqué la présence du fer à l'état ferrique comme élément de dureté). Il semble que ces intrusions tardives, de caractère subvolcanique, procèdent d'un magma à haute température et pauvre en eau, donc de faible porosité initiale.

LES MARGES NORD DU BUSHVELD

La structure concentrique du complexe du Bushveld est ici mise en défaut. Depuis Warmbad jusque dans la région de Potgietersrus, un escarpement plus ou moins élevé et continu sépare la plaine de Springbok Flats, au drainage incécis, des reliefs variés développés dans les grès de Waterberg,

- a) une mince bande appartenant au système du Bushveld,
- b) la couverture de la série supérieure du Transvaal,
- c) enfin le socle archéen.

Cet escarpement correspond à une série de failles disposées en échelons et se doublant parfois, avec une direction générale WSW-ENE.

Le plan de la déformation de la surface Karoo est simple. Elle s'abaisse depuis 1 500 m dans la région de Pretoria, jusqu'à moins de 800 m au Sud de Springbok Flats, où elle s'enfonce sous une série épaisse de grès, basaltes et dolérites, analogue à celle du Basutoland, mais s'exprimant dans la plaine la plus monotone, par un contraste éclatant avec le grand escarpement de Mont aux Sources. — Au-delà de la ligne de dislocation, la surface du Karoo, relevée dans un nouveau bloc monoclinale, est basculée vers le NW (Haut Limpopo).

L'escarpement de faille présente une physionomie très variable en fonction de son rejet et de la nature des roches mises en contact. Il est modeste dans la région de Warmbad, où il est constitué par des grès du Waterberg. Là se trouve aussi le rejet minimal de l'accident tectonique, d'ailleurs dédoublé ; entre les grès de Waterberg et les laves du Karoo supérieur s'interpose une marche d'escalier constituée de grès du Karoo.

De plus cet ensemble est profondément disséqué par des alvéoles qui ont démantelé complètement les deux escarpements. Le plus remarquable est celui de Nylstrom, dont le fond est occupé par une surface d'accumulation légèrement incisée, qu'on peut rapporter à la phase sèche du Quaternaire tardif. La partie centrale de cette surface est constituée uniquement de sables provenant des grès quartzites de Waterberg. C'est seulement au débouché de quelques talwegs de premier ordre qu'il s'y mêle des fragments anguleux de quartzites. Ces talwegs sont d'ailleurs très espacés



entre les versants presque «richtérisés», comme émoussés par une période relativement humide qui avait précédé, et où les grès quartzites avaient été décomposés en sable. Seules quelques buttes à corniche font exception (Kranskop).

Dans la région de Naboomspruit, l'escarpement redevient plus simple et plus continu ; il est constitué principalement de felsite, roche très dure. Sa faible dénivellation est due à la faiblesse du rejet. En arrière, les vallées s'élargissent dans des alvéoles développés en fonction du niveau de base de Springbok Flats.

Si nous poursuivons notre route vers le NE, l'escarpement devient de plus en plus raide et sa dénivellation augmente avec le rejet de la faille. De belles facettes atteignent leur maximum de raideur dans des microgranites à quartz bipyramidés, emballés dans des feldspaths potassiques roses avec myrmékite abondante. La biotite, rare, est chloritisée. Le voisinage de la faille se marque par une fissuration intense, cicatrisée par des hydroxydes de fer. En bas de versant apparaissent des éboulis granitiques également cimentés par des oxydes de fer. Au SE de l'abrupt, à un peu plus de 1 km de distance, les grès du Karoo sont silicifiés le long d'une ligne de fracture parallèle.

Au-dessus de Potgietersrus, la faille met en contact les basaltes du Karoo et les gabbro-norites et elle a été complètement nivelée.

Enfin l'escarpement reprend sa force suivant un tracé W-E où les différentes assises du système du Transvaal sont coupées en biseau.

Le problème essentiel est évidemment de savoir si l'escarpement peut s'expliquer tout entier par l'érosion différentielle, ou s'il est nécessaire de le considérer au moins en partie dû à un rejeu des blocs monoclinaux de la surface Karoo.

Dans sa section SW-NE, on pourrait qualifier l'escarpement comme de ligne de faille. Les basaltes du Karoo sont certainement moins résistants que les grès quartzites, les felsites et les granites du Bushveld, surtout lorsqu'ils se trouvent dans le creux d'un fossé monoclinal où ils peuvent être durablement imbibés par l'eau phréatique. L'érosion différentielle envisagée est alors uniquement chimique. Un autre argument favorable est que la faille est entièrement nivelée là où les norites «tendres» sont en contact avec les basaltes. L'hypothèse implique évidemment que 300 à 350 m de basaltes existaient jadis au-dessus des Springbok Flats, mais étant donné l'épaisseur de cette formation, ce postulat n'a rien d'in vraisemblable. Ici, les sondages ne l'ont traversée que sur moins de 200 m.

Cependant, au moins dans le secteur oriental de direction E-W, il paraît difficile d'échapper à l'idée d'un rejeu assez récent. En effet, les granites archéens du bloc de Pietersburg sont nivelés par une surface d'aplanissement située à 6 ou 700 m au-dessus des Springbok Flats, et l'escarpement est bien exprimé même dans les dolomites du Transvaal qui ne sont que de résistance moyenne.

Nous retiendrons donc volontiers l'hypothèse d'un fonctionnement du jeu des deux blocs monoclinaux, peut-être vers le milieu du Tertiaire. Depuis se serait développé, principalement en roches tendres, le système des pédiments inférieurs, y compris le couloir de Potgietersrus. Comme, plus vers l'Est, des roches dures, par exemple les granites du Bushveld, sont également nivelées, on peut supposer que le cycle d'érosion fin Tertiaire n'a eu à enlever qu'un volume de roches très faible, parce qu'il s'attaquait à la partie basse du fossé monoclinal, mis en place par les mouvements du milieu du Tertiaire.

Demeure une question redoutable : pourquoi les basaltes de Springbok Flats se comportent-ils comme une roche tendre, alors que dans le Basutoland ils constituent les points culminants de l'Afrique Australe ?

CONCLUSION

1 — Rôle de la composition minéralogique

Une des conclusions négatives qui nous semble la plus assurée est que, à l'intérieur des couches basiques, la *composition minéralogique et chimique* n'a que peu d'influence sur le relief.

Les régions en creux se trouvent en général à la base et au sommet. Or elles diffèrent par la nature de leurs pyroxènes, orthopyroxènes dans le 1er cas, clinopyroxènes dans le second, et par celle de leurs feldspaths (beaucoup plus riches en orthite dans le 1er cas que dans le second, ce qui devrait être une cause de résistance relative pour l'étage supérieur, d'autant plus que les plagioclases occupent, en moyenne, un volume beaucoup plus considérable que les pyroxènes). Une autre différence systématique est l'augmentation en fer plus ou moins régulière vers le haut ; or cette dernière se fait au profil du fer ferrique tout autant que du fer ferreux, ce qui ne devrait pas amoindrir la résistance des gabbros supérieurs.

Il n'apparaît pas que la bande intermédiaire, souvent en saillie, corresponde à des crochets dans la courbe des trois indices : proportion d'anorthite dans les feldspaths, rapport clinopyroxènes/orthopyroxènes, richesse en fer des pyroxènes.

Le rapport plagioclases/pyroxènes subit des variations très nombreuses, parfois à l'échelle métrique. Or, anorthosite ou pyroxénite sont tantôt en creux, tantôt en saillie.

Enfin le rapport bronzite/orthopyroxène ne semble pas davantage se répercuter dans le relief de l'étage inférieur.

En ce qui concerne les dépressions intraquartzitiques correspondant en grande partie à des roches métamorphiques ou à des sills basiques, les observations dont nous disposons sont trop fragmentaires. La présence fréquente de la biotite ou de l'olivine pourrait être une cause de faiblesse. Mais la taille du grain est en général très petite dans les cornéennes, ce qui est un facteur de dureté.

A l'intérieur d'une unité de relief, les variations minéralogiques sont multiples. Par exemple, dans les larges pédiments qui sont au Sud de Leolo Mts et qui correspondent aux ferro-gabbros, le plagioclase varie entre 40 et 80 %, le pyroxène de 5 à 50 %, l'olivine de 5 à 50 % ; l'importance relative des pyroxènes monocliniques et des orthopyroxènes est très variable (notice de la carte géologique 2429 B et 2430 A).

Par ailleurs, l'examen microscopique direct ne permet pas de se faire une opinion ferme quant à l'ordre d'altération météorique des principales espèces minéralogiques. Tantôt la structure cristalline des pyroxènes s'effondre avant celle des feldspaths, tantôt on ne constate pas de différence entre les deux. L'apparition d'hydroxydes de fer dans les cavités ne prouve pas nécessairement que le fer constitue un élément de faiblesse dans les pyroxènes. Le calcium peut être soutiré en même temps, mais sans laisser de trace, alors que le libre parcours moyen des hydroxydes de fer est plus faible. L'extraction du calcium est certainement active comme le prouve la présence de

croûtes calcaires superficielles ; leur épaissement vers les bas-fonds témoigne d'une importante migration latérale.

Quant aux roches acides supérieures formant cuesta, les raisons satisfaisantes ne manquent pas pour rendre compte de leur dureté :

a — Grand développement des feldspaths potassiques formant souvent la trame de la roche.

b — Biotite peu abondante parmi les éléments noirs.

c — La séquence de deux temps de cristallisation. La première phase donne une roche issue du magma résiduel monté depuis le réservoir en recoupant les horizons basiques. Le 2ème stade a cicatrisé entièrement les fissures qui avaient pu affecter les cristaux du 1er stade. Tout se passe comme si ce niveau supérieur avait fonctionné comme un piège froid surmonté d'un toit imperméable aux migrations des solutions ascendantes. C'est un comportement de granite subvolcanique.

d — Spécialement dans le niveau dit des «felsites» et des «granophyres», la taille des cristaux est très petite.

2 — Rôle de la fissuration

Ainsi est-on conduit à se tourner vers un autre facteur sélectif : la *perméabilité des fissures*.

Sur le terrain, la macrofissuration apparaît comme très inégale, donnant lieu à deux types d'altération :

a — la fragmentation en éclats anguleux et aplatis, mesurant de 5 à 10 cm de grand axe.

b — altération en boules dont la surface s'écaille, là où les diaclases sont plus espacées.

Mais ces deux types d'altération se rencontrent indifféremment dans les pédiments et les reliefs résiduels.

La microporosité n'a pu être mesurée que dans un petit nombre de cas où l'on a trouvé des roches fraîches dans les dépressions, c'est-à-dire sur les pédiments de bordure. Leur porosité est aussi faible que celle des reliefs résiduels. Mais dans le centre de la dépression où, en général, on n'a pas trouvé d'éléments frais, même dans les entailles des rivières, on a bien des raisons de supposer qu'il en était autrement.

L'appréciation des fissures en lame mince a montré une assez bonne corrélation avec le relief. Mais cette méthode est très imparfaite. Seules les fissures ouvertes sont significatives. Quant aux fissures fermées par de la calcite ou des hydroxydes de fer, il est loisible d'en recueillir le témoignage comme l'indication d'un volume qui a été trituré sur une grande hauteur ; si les obturations constatées par suite de la migration des hydroxydes de fer et des carbonates de calcium n'occupent qu'une petite partie de ce volume, celui où précisément a été taillé la lame mince, il est évident que le volume en question résistera peu à l'érosion ; mais il n'en est pas de même si l'obturation a été intégralement réalisée sur toute l'épaisseur.

Il ne faut pas négliger l'hypothèse d'une influence de l'architecture de la roche sur sa sensibilité à la fissuration. Parmi les pyroxénites, on distingue les types suivants :

a — des cumulats d'un seul type d'orthopyroxène, formant plus des 4/5 du volume, et dont le volume restant a été comblé par des excroissances de même composition minéralogique. Parfois la proportion des cristaux euhédraux du cumulat est encore plus forte.

b — une variété plus rare est formée par des cumulats d'olivine entourés ou remplacés par de l'orthopyroxène.

On passe aux norites par transition insensible. Le plagioclase forme avec l'orthopyroxène une partie du cumulat, le remplissage ultérieur étant assuré par le plagioclase.

En outre, nombreux sont les phénomènes d'exsolution.

Des combinaisons analogues se rencontrent dans les gabbros.

Toutes choses égales d'ailleurs, les roches homogènes, où les surfaces de contact entre cristaux différents sont réduites, devraient être plus résistantes vis-à-vis tant des contraintes tectoniques que des effets de dilatation différentielle sous l'influence des variations thermiques. Cela n'est pas toujours vérifié puisque certaines anorthosites ou pyroxénites sont arasées.

En général, l'olivine et les pyroxènes apparaissent plus fissurés que les plagioclases. L'interprétation et les conséquences de ce phénomène sont complexes. Dans bien des cas, il signifie que les plagioclases ont cristallisé après les ferro-magnésiens. Les fractures de ces derniers, si elles n'ont pas été résoudées à l'intérieur par la 2ème cristallisation, constituent un élément de faiblesse, surtout dans le cas des roches sombres de base où les pyroxènes sont aussi abondants que les feldspaths. Parfois aussi le plagioclase a pu réagir en souplesse aux contraintes tectoniques postérieures à la cristallisation, alors que la bronzite, plus fragile, se fissurait. Là aussi, pour les roches mélanocrates au moins, la roche est vulnérable.

Pédogénèse et recul des versants raides parallèlement à eux-mêmes

Les pédiments basiques sont couverts d'altérites à montmorillonite, et accessoirement à vermiculite. En dépit de la teneur élevée de celles-ci en fer ferreux, on ne trouve que très exceptionnellement une cuirasse sur ces roches. Il est vraisemblable que le fer, passant à l'état trivalent, entre dans le réseau des montmorillonites.

Le sens de l'évolution pédologique est indiqué par les analyses ci-jointes réalisées dans la dépression de Roosenekal.

ROOSSENEKAL — Evolution pédologique (d'après A. LOMBAARD)

	Roche fraîche	Arène	Sol noir
Si O ₂	50	51	40
Al ₂ O ₃	16,4	15	18,7
Fe ₂ O ₃	1,5	4,5	6,5
FeO	6,6	4,8	0
MgO	8,5	8,3	6,7
CaO	13,3	12,2	8,3
Na ₂ O	2,2	1,5	0,5
K ₂ O	0,2	0,2	0,17
H ₂ O+	0,4	0,2	13,7
H ₂ O	0	0,7	4,4

Si l'on tient compte de l'introduction d'un important pourcentage d'eau (plus de 17 %), il apparaît que les argiles à montmorillonite du sol noir ont approximativement la même composition chimique que la roche, sauf un léger enrichissement en alumine, une perte en silice équivalente, et un appauvrissement en CaO et Na₂O (environ de 50 %). L'usure de la roche se fait donc par transformation en montmorillonite, puis évacuation d'une partie des altérites par le ruissellement.

Si beaucoup d'abrupts peuvent être classés d'emblée, par leur aspect même, comme dûs à l'érosion différentielle (crête, cuestas, barres), cela n'exclut pas qu'ils aient reculé parallèlement à eux-mêmes dans des roches manifestement très compactes, mais dont la limite avec les roches fissurées, qui ont donné la dépression initiale, est sur le terrain difficile à déterminer. Que cette évolution se fasse de préférence sous un climat à longue saison sèche et dans des roches basiques qui, dans ces conditions, s'altèrent en montmorillonite, paraît raisonnable.

En effet, une roche même faiblement poreuse s'use assez vite. Dès que la montmorillonite se forme dans ces cavités peu nombreuses, les alternances d'humectation et de dessiccation lui font jouer le rôle d'explosif. Les cristaux, encore non argilisés pour la plupart, forment une poudre fine immédiatement au-dessus de la roche restée fraîche. Cette fraction fine est aisément emportée par le ruissellement lorsque la couverture végétale est suffisamment discontinue, ce qui est le cas dans la situation actuelle. La base des versants étant alimentée en eau, on conçoit que les knicks s'y perfectionnent. — Mais dans ces mêmes conditions climatiques, la couverture végétale et le sol sont encore plus discontinus sur les versants raides, et leur humectation est trop brève pour que l'action chimique soit efficace. Un tel type de versant ne s'usera sur toute sa hauteur que si le climat est suffisamment humide pour permettre l'existence d'un sol, donc d'une végétation continue. Mais un climat trop humide ne serait pas le plus favorable ; dans ces conditions, il se formerait en effet de la kaolinite dont les propriétés explosives sont négligeables.

Le recul des versants raides parallèlement à eux-mêmes se fera dans des conditions optimales au cours d'une suite d'alternances de climats chauds de nuance humide (mais pas au point d'empêcher la formation de montmorillonite sur les pentes raides) — et de phases sahéliennes favorisant le ruissellement et le perfectionnement du knick. Nous avons vu qu'une telle alternance s'est probablement produite dans le Quaternaire récent jusqu'à l'époque actuelle.

Il faut remarquer que, lorsque des crises climatiques de ce genre drapent les bas de versants d'éboulis anguleux, la reprise du recul des versants raides implique la digestion préalable par l'action chimique des fragments.

HYPOTHESE SUR L'ORIGINE DES INEGALITES DE FISSURATIONS —

Par une démarche entièrement intuitive, on peut essayer d'imaginer comment la teneur variable en H₂O des magmas basiques est susceptible d'expliquer leur inégale porosité originelle ultérieurement transformée en microfissuration par les contraintes tectoniques.

Il est permis de penser que le magma issu du sommet du manteau est originellement très pauvre en eau. Mais il est susceptible d'en acquérir par transvaporisation en traversant la série du Transvaal, spécialement les pélites. Pour des températures supérieures à 1 000° (forte pression), le métamorphisme fait apparaître uniquement

des minéraux sans groupements OH. Il s'y ajoute l'eau provenant des minéraux hydratés qui subissent une fusion. L'eau ainsi libérée est incluse dans le magma, le maintenant liquide pour des températures qui varient entre $1\ 200^{\circ}$ et $1\ 000^{\circ}$ suivant la pression. Nous savons qu'un mélange de diopside et d'anorthite sous une pression de 5 000 bars peut ainsi renfermer une teneur en eau de 8 %.

A partir de ces principes, on peut admettre que les différents horizons ont été plus ou moins riches en eau :

1 — En situation profonde et externe, la série du Transvaal est métamorphisée et envahie par des sills précurseurs. Ces derniers ont reçu des quantités d'eau assez importantes par transvaporisation des pélites intercalées. Le refroidissement de l'ensemble a été précoce, la roche encaissante étant nettement plus froide que le magma, comme le prouvent les contacts trempés. Lorsque la température s'est abaissée au-dessous d'une valeur variant entre 850° et 950° suivant la pression, la biotite et l'amphibole sont apparues. Peut-être qu'il subsistait un excès d'eau, assez abondant pour donner une porosité initiale forte.

2 — En position plus élevée et plus interne, les roches basiques forment une trame englobant des enclaves de la série du Transvaal. L'eau reçue par transvaporisation a été un peu moins abondante que dans l'étage inférieur. Les hautes températures s'y sont conservées pendant plus longtemps, la proportion de magma par rapport aux roches encaissantes étant plus grande. Là l'essentiel de la cristallisation a pu être acquis à des températures variant entre 900° et $1\ 100^{\circ}$ pour les basses pressions (vers 5 kb.), et entre 950° et $1\ 000^{\circ}$ pour des pressions de l'ordre de 10 kb. Or à cette température, il ne se forme que des minéraux anhydres, quelle que soit la teneur en eau. Puisque ces pyroxènes sont demeurés tels quels, il faut imaginer que les bulles d'eau interstitielle ont été expulsées par des mouvements tectoniques contemporains ; ainsi s'expliquerait d'ailleurs la fissuration constatée au microscope sur beaucoup de pyroxènes à ce niveau. Après l'expulsion de l'eau, serait venu le refroidissement au-dessous de 900° ; mais désormais le milieu était trop anhydre pour permettre la formation d'amphibole ou de biotite.

3 — La masse principale des gabbro-norites, qui vient au-dessus, n'a pas reçu d'apport autochtone d'eau transvaporisée. Mais elle peut provenir tantôt de la partie supérieure du manteau lui-même, et dans ce cas on avait affaire à un magma sec, tantôt d'un réservoir intermédiaire situé par exemple à la base des séries sédimentaires. Dans ce dernier cas, l'eau de transvaporisation était naturellement plus importante. De plus, les minéraux les plus précoces (olivine, etc.) se formant dans le fond du réservoir, le magma résiduel tendait à s'enrichir en eau. En augmentant la fluidité et en diminuant la densité, cet enrichissement devait être lui-même la cause de l'ascension du magma, par bouffées périodiques, depuis le réservoir jusque dans le complexe du Bushveld. A divers niveaux, on constate à bien des signes que le magma devenait plus aqueux : pegmatite au voisinage de l'horizon dit de MERENSKY, et surtout magnétite de l'étage supérieur des ferro-gabbros qui pourrait s'expliquer par une augmentation de la fugacité de l'oxygène, l'oxygène lui-même venant de l'eau (26 et 28). L'apparition de minéraux hydratés (amphibole) au-dessous de la cuesta granitique montre aussi une plus grande richesse en eau, ainsi que des températures relativement basses de cristallisation.

Dans cette perspective, la masse la plus résistante des Leolo Mts correspondrait à l'apport direct du magma profond sec. Quant aux auréoles basses développées dans ces mêmes gabbros, il faut supposer que le magma a été mélangé avec celui du résér-

voir plus riche en eau. De plus il doit avoir perdu cette eau, probablement par suite de contraintes tectoniques, avant que la température se soit abaissée en dessous du seuil qui autorise la formation des amphiboles.

Toutes les considérations qui précèdent peuvent évidemment passer pour des rêveries ; mais il y a des rêves qui deviennent des réalités...

B — LE GRAND ESCARPEMENT

LE REVERS

Le revers du Grand Escarpement présente une physionomie différente de part et d'autre du cercle de Latitude $25^{\circ}30'$, ceci en fonction d'un mouvement de bascule vers le Sud.

Au Nord, le relief est entièrement structural et se compose de crêtes monoclinales dont le front est tourné vers l'Est. Il s'agit essentiellement de quartzites alternant avec des pélites dans lesquelles sont déblayés les couloirs longitudinaux. Loin du niveau de base, ces derniers ont une surface, très largement ondulée, de longs glacis d'érosion et d'accumulation descendant vers l'artère principale. Tel se présente, par exemple, l'alvéole de Lydenburg vers 1 350 m. Les nombreux sills de diabase se comportent comme des masses de résistance moyenne. Alors que les autres roches ne portent pratiquement pas de sols, ces diabases ont subi une altération argileuse profonde. Malgré cela, ils peuvent former de légers épaulements et, dans le cas des dykes, des crêtes assez modestes. En effet des noyaux de roche saine subsistent, qui constituent un énorme pavage protecteur, aussi bien dans le cas des sills que dans celui des dykes, après que le ruissellement des périodes sèches ait enlevé la gangue argileuse.

C'est seulement sur la bordure du Grand Escarpement lui-même que l'altération chimique gagne les pélites.

Au Sud du $25^{\circ}30'$ et jusque au-delà du $26^{\circ}30'$ Lat., le revers du Grand Escarpement est un plateau largement ondulé qui recoupe, sur une faible étendue, les granophyres et les gabbros, puis les couches du Transvaal, enfin, au Sud de Carolina, les couches du Karoo qui sont discordantes sur les couches du Transvaal inclinées vers le NE. La régularité de ces ondulations, dont la flèche est de 30 m environ pour une portée de 5 km, est à peine affectée par l'affleurement d'une petite corniche rocheuse plus dure de quartzite ou de dolérite. Lorsqu'on se rapproche du Grand Escarpement, le rajeunissement est un peu plus accentué et mord dans le creux des ondulations.

La position en ligne de partage des eaux entre le drainage atlantique et celui de l'Océan Indien ajoute une difficulté supplémentaire pour la distinction entre les formes de rajeunissement lent et celles d'une pénéplaine de sénilité, ou même d'une pédiplaine. L'évasement de certaines têtes de vallées, par exemple celle de Blesbokspruit à moins de 10 km de sa source, suggère qu'on a affaire à des vallées séniles. La distance entre les interfluves atteint 10 km pour une dénivellation de 60 m et pour une pente longitudinale de 1‰. Ces valeurs sont celles que H. LOUIS attribue aux pédiplaines. Cependant le profil transversal est convexo-concave, avec une position basse du point d'inflexion, qu'on peut considérer en général comme un signe de rajeunissement lent. Nulle part les interfluves rigoureusement plats ne sont assez larges pour qu'on puisse les attribuer à une pédiplaine ayant subi ensuite un rajeunissement lent.

Entre Belfast et Ermelo, une carapace ferrugineuse du même type que celle du Bushveld habille les versants doux ; elle épargne toutefois assez souvent le sommet des interfluves et la partie la plus basse des vallées. L'ensemble des altérites sur grès comporte les horizons suivants :

a — à la base, un horizon blanc où les grès et les quartzites sont transformés en sables.

b — un horizon où un lacis de bandes rouges envahit les fragments rocheux blanchis.

c — au-dessus, la surface occupée par les volumes rubéfiés est consolidée et plus importante que celle des taches blanches. La teneur en fer de ces volumes rubéfiés est encore faible, à en juger par leur densité. Enfin vient la carapace épaisse de 30 à 50 cm. Son allure est vésiculaire, avec de multiples concrétions ferrugineuses soudées et une teneur en fer qui peut être très forte.

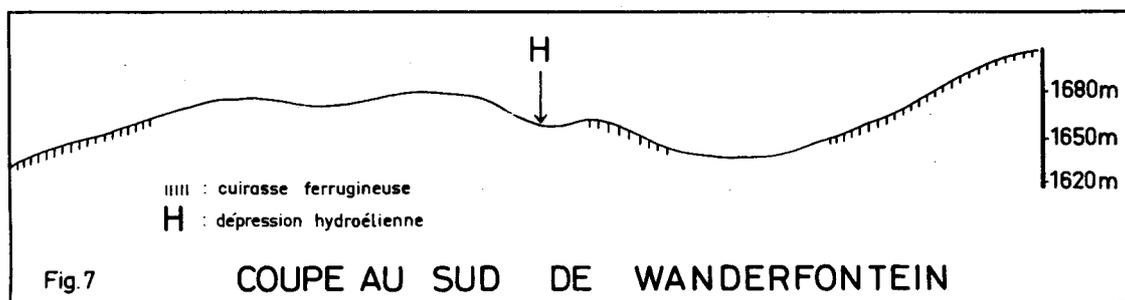
Elle est souvent recouverte d'un sable de colluvionnement ou, dans certains cas, d'origine éolienne.

Cette carapace nous semble être un paléosol caractéristique d'une surface provisoirement appelée éogène. Elle est en voie de destruction partout. Son absence dans la partie inférieure des versants, où seul l'horizon blanchi affleure, est due au rajeunissement, notable quoique encore lent, subi par cette vieille topographie. Il est fréquent d'observer des fragments de carapace glissant en situation colluviale dans ces bas de versants. — Localement, le remaniement par dissolution chimique de la carapace principale peut donner lieu à des accumulations ferrugineuses moins denses en position plus basse.

L'absence de cuirasse sur certains interfluves est peut-être due au fait que les solutions ferrugineuses responsables du durcissement n'ont été suffisamment concentrées qu'à partir d'une certaine distance du sommet. Cependant, dans l'ensemble, cette carapace est due à l'accumulation relative plus qu'à l'accumulation absolue. Là où l'incision est faible, c'est le sable colluvial qui ennoie la base des versants.

Entre le parallèle de Carolina et celui d'Ermelo, se trouve une série de dépressions fermées, de forme elliptique et orientées au NNE, occupées en partie par des marécages (Lac Chrissie, etc.). Nous ne pouvons suivre J.H. WELLINGTON lorsqu'il les explique par l'obturation d'un ancien cours de rivière.

Bien préférable nous semble une autre explication, envisagée d'ailleurs par cet auteur, ainsi que par L. KING : celle de cuvettes hydroéoliennes. Le surcreusement ne dépasse pas une quinzaine de mètres. Dans la région de Wonderfontein où la cuirasse est discontinue, elles sont localisées exclusivement sur les pentes les plus douces, parfois dans les têtes de vallée, mais très souvent aussi sur les interfluves. Sur le quadrangle de Wonderfontein (700 km²), c'est-à-dire entre 26° et 25°45 Lat. S., et 29°45 et 30° Long., on trouve une trentaine de dépressions à remplissage d'eau permanent, et autant de dépressions à nappe d'eau temporaire. La déflation a pu s'exercer en position d'interfluve parce que les grès avaient subi une désagrégation chimique préalable et que le vent y était plus fort qu'ailleurs.



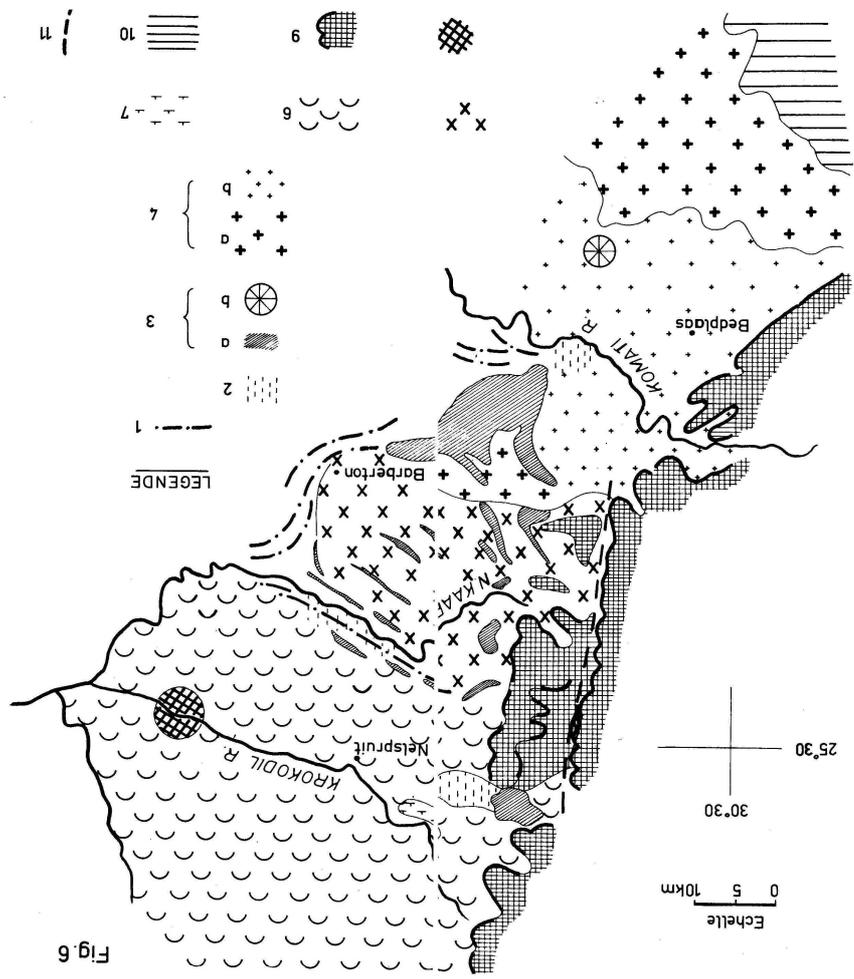


Fig. 6

Plus au Sud, les dépressions se sont développées précisément à la partie inférieure des versants où les grès ont été transformés en sables blanchis, mais où la cuirasse n'existe plus.

Ce modelé est attribuable à la phase sèche du Quaternaire récent, au cours de laquelle le marécage ne devait être que temporaire, facilitant la désagrégation granulaire des grès ; les sables ainsi produits étaient ensuite évacués par le vent pendant la période sèche. Alors s'est aussi produite une accumulation de sel assez considérable, susceptible de désagréger les grès. — Mais même dans les conditions du climat actuel, très localement, le mécanisme continue à se produire. Naturellement l'érosion s'est arrêtée sur les surfaces couvertes en permanence soit d'eau, soit d'une végétation spéciale dense. Mais ces surfaces sont bordées parfois d'une bande enrichie en sel, privée de végétation, et qui n'est recouverte qu'en saison pluvieuse. Là peut encore se produire l'attaque de la roche saine lorsqu'elle affleure dans les berges, ainsi que la déflation éolienne.

Le remaniement de la carapace principale peut donner lieu à de petites accumulations ferrugineuses peu denses vers le bas des versants et les terrasses inférieures.

Ce domaine n'a qu'une quinzaine de kilomètres de large. A l'Est comme à l'Ouest et au Nord, la raideur des versants s'accroît progressivement atteignant 10 % au point d'inflexion. Il n'existe plus de carapace, parce qu'elle a été détruite par le rajeunissement. Des fragments se trouvent alors en situation colluviale. — Il n'existe cependant pas de rupture de pente nette entre le modelé très mou de la zone de partage des eaux et ces vallées un peu plus profondément creusées. La seule discontinuité est d'ordre pédologique. Par ailleurs, l'évolution pédologique n'est pas plus poussée sur l'axe des interfluves que sur les versants, ce qui aurait suggéré l'existence d'une pénéplaine plus ancienne. Ainsi retiendrons-nous l'interprétation suivante. La carapace ferrugineuse moule une topographie de pénéplaine. Un rajeunissement lent, déclenché par l'érosion régressive venant de l'Océan Atlantique et de l'Océan Indien commence à détruire cet ancien paysage.

Des observations du même genre peuvent être faites dans une grande partie du Transvaal central. Au Nord de vastes surfaces, où le modelé est d'origine presque purement structurale, un des types de paysage les plus répandus consiste en surfaces ondulées dont les dénivellations varient de 30 à 50 m, avec des versants convexes-concaves et une maille très lâche. En première approximation, un tel modelé mérite le nom de pénéplaine plutôt que de pédiplaine.

Une première question se pose immédiatement. S'agit-il d'un modelé sénile ou au contraire de rajeunissement lent, procédant d'une véritable pédiplaine ?

On peut présumer que les phénomènes de rajeunissement lent doivent avoir une grande importance :

a — étant donné le très grand rayon de courbure des déformations du socle, telles qu'elles sont enregistrées par la dernière surface de discordance clairement exprimée, celle qui se trouve à la base des couches du Karoo,

b — en raison de la position du Transvaal central dans un domaine de divergence des rivières tributaires d'un niveau de base très inégalement éloigné. Une grande partie de la surface occupée par les couches du Karoo est drainée par le système Vaal-Orange dont l'embouchure se trouve à plus de 1 000 km. Il entre en concurrence avec le drainage en direction du NE, suivant souvent des lignes de fracture et aboutissant à la partie amont de la gouttière du Limpopo. Plus agressive encore est

l'artère de Olifant Riv. de direction générale NE. — Enfin le trajet le plus court est suivi par les rivières gagnant directement les côtes du Natal. Il serait bien difficile de préciser de façon quantitative l'évolution et le résultat final de cette compétition, qui a déjà abouti à des captures, ou va aboutir prochainement à des captures, ceci faute d'études théoriques sur le rôle relatif des facteurs pente et surface du bassin versant.

LE GRAND ESCARPEMENT ET SON PIEDMONT

Au moins entre le parallèle de Carolina et celui de Lydenburg, le Grand Escarpement se compose d'une corniche de quartzites couronnant de longs versants, presque partout granitiques.

Entre l'escarpement proprement dit et les surfaces d'aplanissement inférieures nivelant granites et basaltes de Stormberg, s'interpose une région de modelé différentiel très riche et souvent énigmatique (à l'exception de la mise en saillie des quartzites de la série de Jameson).

Ces régions sont représentées par des cartes géologiques à grande échelle, de bonne qualité, accompagnées de mémoires qui évoquent les paysages avec vivacité et précision (14 et 37).

Cependant l'interprétation des formes est difficile parce que les granites sont hétérogènes et que la carte géologique au 1/50 000 les regroupe assez arbitrairement en un petit nombre de types. Sur ce point, des levés plus détaillés seraient nécessaires.

La manifestation la plus spectaculaire est la mise en creux de l'alvéole de Barberton (700 - 850m) correspondant à l'affleurement d'une masse de granodiorite, dite du Kaap, passant parfois à la diorite quartzique.

L'échantillon recueilli dans le Sud de la dépression a la composition modale suivante :

quartz	16 %
andésine	72 %
hornblende verte	5,5 %
biotite	3,5 %
sphène	1,7 %

Le quartz à extinction roulante est très fissuré, avec remplissage de calcite et d'épidote.

Le plagioclase est criblé de lamelles de séricite ; mais certaines fissures ne sont pas colmatées. La biotite est en grande partie déferritisée et a perdu toute biréfringence. Le fer libéré n'a pas été loin mais se présente en amas d'hydroxydes.

Cette roche a donc une composition minéralogique très favorable à l'altération. De plus elle a été entièrement écrasée, et de nombreuses fissures n'ont pas été colmatées par les minéraux secondaires cependant abondants et variés.

Vers le NE, l'Est et le Sud, les parois sont constituées par les séries rubanées dites de Jameson. Les serpentinites massives (mais non celles qui sont finement feuilletées), sont plus dures que le granite. Associées avec des amphibolites, elles forment la majeure partie de la cloison séparant l'alvéole de Barberton de celle de Badplaas.

Vers l'Ouest, le rebord du Grand Escarpement (plus de 600 m de dénivellation) est une cuesta de quartzite mince formant corniche au-dessus de longues pentes de granodiorite tendre ; elles sont interrompues par des contreforts armés de sills de diabase. Ce sont des dykes de cette même diabase qui traversent en crêtes orientées

NE-SW les molles ondulations du granite. Ces dernières ont une physionomie de «pénéplaine». On croit par moments observer, au sommet de ces croupes, un léger aplatissement représentant les restes d'un pédiment ; mais ce dernier n'a subi qu'un rajeunissement lent, modelant de longs versants où se juxtaposent des formes d'érosion et de mince accumulation d'arène ; ces versants aboutissent aux talwegs où l'on trouve de gros blocs de roche en place. — Enfin un des éléments du rebord septentrional du chaudron correspond à l'extrémité sud du type de granite dit de Nelspruit, type présentant d'ailleurs une grande variabilité. Sur le sommet de l'escarpement, vers 1 000 m, il s'agit encore d'une granodiorite où les plagioclases sont encore un peu plus abondants que les microclines. Le minéral ferro-magnésien dominant est la biotite. Les minéraux secondaires (épidote, calcite, sphène) sont abondants, mais la roche est moins fissurée que celle du Kaap. Elle semble représenter une variété de transition avec le granite de la région même de Nelspruit.

Sur le parallèle de Nelspruit, la mince dalle de quartzites de base des séries du Transvaal domine des reliefs granitiques beaucoup plus compliqués. A partir de l'artère centrale de Krokodil Riv. et du petit alvéole de Nelspruit, des croupes s'élèvent rapidement mais sans régularité, de 650 m jusqu'à plus de 1 100 m au Nord comme au Sud, sur la dorsale dominant le grand alvéole du Kaap. La maille est formée par un réseau de fractures polygonales, mais où dominent les orientations NW-SE (que suivent de véritables vallées en auge descendant du Grand Escarpement N-S et E-W).

Au voisinage immédiat du Grand Escarpement, l'altération argileuse est profonde. La trituration enregistrée par les filons de pegmatite est intense, et les précipitations sont certainement localement abondantes (1 m - 1,50 m). Mais vers l'aval le sol s'amincit et de multiples dômes rocheux d'altitude irrégulière apparaissent. Leur sommet correspond à des diaclases courbes tranchant indifféremment le granite et des masses de pegmatite abondantes, aux contours souvent irréguliers. Des carrières permettent de constater que les diaclases verticales y sont espacées.

Les filons de diabases ne sont pas aussi systématiquement en saillie que dans l'alvéole du Kaap. En revanche, la notice de la carte géologique indique avec raison que d'étroites bandes de broyage, où le granite a été séricitisé, se trouvent en saillie ; évidemment le broyage a été suivi d'une recristallisation complète, à la différence des vallées exploitant les fractures.

En dépit de cette anarchie, commune dans les reliefs granitiques, il est possible, sans trop d'arbitraire, d'évoquer un stade de stabilité cyclique représenté par un pédiment que suit la route de Lydenburg à Nelspruit, dans la région de Brondal (entre 950 et 900 m), et qui est recouvert par un sol très évolué, avec horizon rouge sur horizon blanc. Plus en aval, une série de dômes rocheux se développent à ses dépens. Le petit alvéole de Nelspruit (680 m) est emboîté avec de longs versants évasés d'érosion-colluvionnement. Il est manifestement lié à la confluence de lignes de broyage N-S, E-W et NW-SE, suivies à tour de rôle par la Krokodil River.

Ce paysage accidenté montre que le granite de Nelspruit est de résistance moyenne. Il s'agit d'une roche à grain moyen, avec la biotite comme seul élément noir, proportion à peu près égale d'orthoclase sodique et de microcline, 20 à 30 % d'oligoclase, et 15 à 30 % de quartz.

Les indications précédentes montrent que la fracturation inégale est responsable de contrastes de relief importants. Les dômes correspondent à des noyaux relativement peu fracturés. On a l'impression qu'ils sont exhumés de calottes plus fissurées. Le mécanisme qui aboutit à cette superposition est obscur, mais il faut bien le postu-

ler devant le spectacle de rochers du Sidobre comme le Peyro Clabado.

Cependant, certains dômes, et en particulier celui qui, relativement surbaissé, se trouve à l'Ouest de Nelspruit sous le niveau du pédiment, sont composés d'une roche assez différente. Le granite initial, relativement riche en biotite, a subi un deuxième temps de cristallisation. L'albite et le microcline ont remplacé une grande partie des éléments précédents, en colmatant toute fissure. On y trouve également deux générations de quartz. D'où une porosité ouverte (au mercure) de moins de 2 %, les pores étant tous $< 8 \mu$. Suivant la règle générale, la diaclase courbe supérieure du dôme recoupe les différentes variétés de granite. Mais il est probable que le front d'albitisation ne s'est guère élevé au-dessus de cette surface courbe, et qu'au niveau du pédiment le granite primitif, non modifié, n'offrait qu'une résistance moyenne à l'altération chimique.

Au contraire, le *massif de Mpageni* domine nettement le pédiment et l'alvéole de Nelspruit. Cette position haute signifie à elle seule qu'il s'agit d'une roche plus dure, car le massif se trouve au voisinage immédiat de la vallée principale, la Krokodil River ; d'autre part, les contours externes sont sinueux et ne peuvent pas être attribués à une faille. La Krokodil River suit une vallée rectiligne, orientée évidemment par une fracture. Elle est rétrécie par rapport aux secteurs amont et aval, et encombrée de blocs, mais ce n'est pas une gorge.

Dans la partie centrale, la roche est pauvre en minéraux noirs et en plagioclases calciques. Son grain est plus grossier que celui du granite de Nelspruit auquel elle passe progressivement vers l'Ouest, les taches de gros cristaux envahissant le type plus finement grenu. Le plagioclase primaire apparaît altéré, avec développement de paillettes de séricite et de granules de sphène. Sur ces noyaux primaires s'est reformé un plagioclase limpide non maclé. Le microcline secondaire remplace ou englobe les anciens plagioclases et le quartz. Ce dernier est abondant et assez craquelé pour les éléments primaires ; mais on le retrouve aussi parmi les éléments de la deuxième cristallisation. — Enfin, vers l'Est, le granite se charge en éléments noirs au contact avec les séries basiques de Jameson.

Au total, la résistance à l'altération chimique de ce granite paraît due à des phénomènes de métasomatisme tardifs qui ont colmaté les fissures anciennes de la roche, et augmenté son «acidité». La porosité totale ouverte au mercure est de 2,85 %, dont 2,7 % de micropores. Ce sont des valeurs relativement faibles.

On trouve aussi des pegmatites appartenant à une génération relativement ancienne. Elles se présentent sous forme de taches aux contours sinueux, correspondant aux parties du magma qui ont cristallisé en dernier parce que plus riches en eau. Malgré leur composition acide, ces roches ne sont qu'assez peu résistantes sous le marteau. Les phéno-cristaux semblent avoir glissé les uns par rapport aux autres.

La diaclason n'a qu'une valeur moyenne. Conformément à de nombreux autres exemples, les diaclases courbes, dont certaines ont leur concavité tournée vers le ciel, limitent les prismes les plus passifs et coupent indistinctement tous les types de granite.

Entre le massif de Mpageni et le crêt rhyolitique du Lebombo, les aplanissements s'élargissent progressivement dans le Low veld, principalement aux dépens de granites d'un type assez commun.

Ici encore le relief est largement ondulé, avec quelques inselbergs et un aspect de pénéplaine plutôt que de pédiplaine, sauf au voisinage de la rainure monoclinale où les basaltes du Karoo sont tranchés à leur tour (400 - 180 m). Mais il s'agit peut-être

du rajeunissement lent d'une pédiplaine faiblement déformée, dont la trace serait conservée dans la partie la plus plane des croupes.

Revenons à l'alvéole majeur de Barberton. Il est séparé de l'alvéole de Bad, situé au SW, par une large dorsale qui a un aspect de pénéplaine (1 300 - 1 500 m). Les filons de diabase sont cependant légèrement en saillie, avec un pavage de blocs. A côté des roches basiques et ultrabasiqes jouant le rôle de roches dures, le granite affleure également sur d'assez larges surfaces. La roche nous a paru différente de celle du Kaap. Il s'agit d'un granite alcalin à biotite, avec quartz abondant, ainsi que des feldspaths potassiques très microperthitiques. Les plagioclases, principalement des oligoclases avec myrmékites sont moins abondants que les feldspaths potassiques. La biotite noircie, ferruginisée, est en voie de désagrégation.

L'alvéole de Badplaas correspond apparemment à une roche moins acide. Le quartz est cependant abondant, et les plagioclases du type oligoclase. Ces feldspaths se sont mis en place en deux époques de cristallisation, dont la première a dû engendrer des minéraux assez fortement calciques, à en juger par la présence de minéraux secondaires de type calcite et épidote. Le seul élément minéralogique de faiblesse est l'abondance de la biotite.

A l'Est et au NW, les reliefs marginaux correspondent partiellement à des contacts lithologiques : serpentinites de Jameson dans le 1er cas — corniches de quartzites du Transvaal dans le 2ème cas (parfois reposant sur des roches basiques métamorphiques archéennes).

L'abrupt méridional est le rebord de hauts aplanissements granitiques (1 750 m), situés à peine en dessous de la surface à carapace de Carolina ; ils sont fortement disséqués en croupes arrondies. Ils se composent entièrement d'un granite à grain grossier.

L'examen microscopique montre un fond ancien de plagioclases voisins de l'albite, qui avaient subi une séricitisation, et de biotite peu abondante. Ces éléments sont enveloppés de microcline à peu près sans perthite, et d'une deuxième génération de plagioclases voisins de l'albite. Les plagioclases englobés ont recristallisé marginalement au contact des nouveaux cristaux d'albite et de microcline. Plus tardif encore est apparu le quartz, non fissuré. Ainsi l'ensemble de la roche est-il presque entièrement recristallisé, cicatrisant toute fissure antérieure. C'est ce qui explique la valeur très basse de la porosité ouverte au mercure : 1,3 % seulement, correspondant entièrement à des micropores $< 8 \mu$. Soit une valeur comparable à celle des roches basiques compactes.

Les principales régions déprimées granitiques offrent un type d'altération très différent de celui du Grand Escarpement et de la dorsale séparant les creux de Badplaas et de Barberton. Ces deux dernières régions, mieux arrosées, ont subi une altération argileuse intense, avec un épais horizon rouge. L'argile caractéristique est la kaolinite.

Au contraire, les régions déprimées ne montrent que des arènes avec peu d'argile. Dans la dépression de Bad, l'illite et la vermiculite sont plus abondantes que la kaolinite. Ces traits s'accroissent encore dans la dépression très sèche du Lowveld, où on ne trouve plus que de l'illite, de la montmorillonite et de la vermiculite, même sur les flancs doux des croupes. L'intervention des argiles explosives (montmorillonite et vermiculite) explique que les arènes soient épaisses, si bien que, généralement, la roche n'est identifiable que le long des talwegs.

La région de Nelspruit, moins déprimée et mieux arrosée, se place en situation

intermédiaire avec les hautes terres. Nous avons vu qu'on y trouve des traces d'une pédogenèse en milieu humide pas très ancienne, avec un épais horizon argileux rouge, aujourd'hui en voie de destruction.

Dans l'ensemble de ces régions granitiques, il existe une assez bonne corrélation entre le relief et la composition minéralogique plus ou moins acide. Cependant les roches en saillie ont connu presque toutes une deuxième phase de cristallisation cicatrisante, et leur porosité varie de faible à très faible.

Et par ailleurs les granodiorites sont le plus souvent en contre-bas de roches plus basiques comme les serpentines et les diabases.

Dans le lit des rivières principales comme le Komati, on ne trouve que des quartzites et des roches vertes bien roulés, jamais de galets de granite, ce qui n'est pas surprenant.

C — PROBLEMES MORPHOLOGIQUES DE LA REGION COTIERE DU NATAL

LES TERRASSES MARINES

Nous remercions le docteur R.R. Maud, qui nous a fait profiter de sa profonde connaissance du terrain, nous a menés sur les coupes des environs de Durban, ainsi qu'au Nord de la ville, et nous a donné toutes les indications pour retrouver et aller examiner les coupes les plus caractéristiques du secteur compris entre Durban et la frontière du Transkei. Nous remercions aussi le Professeur O. Davies, qui a accepté de discuter avec nous des problèmes relatifs au Quaternaire littoral du Natal.

Les deux études fondamentales sont celles de R.R. Maud (24) et de O. Davies (10). Comme la côte atlantique du Maroc, la côte du Natal présente une succession étagée de terrasses et de plateformes d'abrasion marine emboîtées, respectivement, dans la région de Durban, aux altitudes suivantes (24): 4,5 m ; 8 m ; 12 m ; 18 m ; 33 m ; 45 m ; 60-70 m ; 115 m ; 170 m. Leur sont associés d'anciens dépôts dunaires : sables occupant une grande étendue, et témoignant d'une altération poussée, qui recouvrent les plages et les plateformes anciennes depuis celle de 12 mètres ; grès calcaires finement lités à stratifications entrecroisées (éolianites 1 et 2 de R.R. Maud).

La coupe de Reunion Point, à 1,5 km au Sud-Est de l'aéroport de Durban, montre des lits marins grésifiés (poudingue, recouvert par des lits de plage coquilliers bourrés de coquilles d'huitres, épais de 2 à 3,5 m) reposant en discordance, à 5 - 7 mètres au-dessus du niveau des plus hautes mers, sur les grès calcaires dunaires finement stratifiés des éolianites 1. Les strates marines sont elles-mêmes recouvertes par un second ensemble de grès calcaires dunaires (éolianites 2), dont les lits stratifiés affleurent en divers endroits au milieu des sables gris à rosé, localement rouge clair, d'altération de l'ensemble. C'est cette formation, culminant à une centaine de mètres, qui constitue l'important alignement dunaire qui longe la côte, sur 15 km, entre Reunion Point et la pointe de Ihé Bluff, à l'entrée Sud du port de Durban. Plus au Sud la même disposition se retrouve à Isipingo Beach.

A Umgababa, à 20 km au Sud de Durban, une coupe sur le bord de la route de Port Shepstone montre les lits redressés de grès calcaires dunaires à stratifications entrecroisées, correspondant peut-être à l'éolianite 1, recouvrant un paléosol sableux foncé. Les grès calcaires de l'éolianite sont eux-mêmes altérés dans leur partie supérieure, sur une épaisseur d'environ 8 mètres, en sables ocres avec des poches rouge clair.

A Umdloti Beach, à 20 km au Nord de Durban, des grès calcaires marins lités, bourrés de poches d'huîtres, affleurent en grande lapiés sur la plage, sous des sables ocre d'altération de l'éolianite 2, dans une disposition donc sensiblement comparable à celle de Reunion Point.

L'éolianite 1 recouvre, sur la côte Sud-ouest du Zululand, les Port Durnfort Beds (lits argileux et sableux continentaux à *Paleoloxodon zulu* et *Bubalus andersoni*, et sables argileux bleus marins à *Balanus* et poissons) considérés par R.R. Maud comme de la fin du Pleistocène moyen (Tyrhénien). D'autre part cette même éolianite a été traversée par sondage, à Durban, jusqu'à moins 100 mètres, profondeur à laquelle elle repose sur le Crétacé.

L'aspect général de ces formations, leur état d'altération, et l'état de conservation du relief dunaire dans l'éolianite 2, nous portent à les mettre en corrélation avec le Karimbolien malgache, qui se présente de manière très comparable. Des équivalents probables peuvent se trouver aussi dans le récif 2 des régions de Dar-es-Salam et de Mombasa, et dans les éolianites de Blue Lagon et de Watamu au Sud de Malindi, qui elles aussi descendent au-dessous du niveau marin actuel. L'éolianite 1 a été mise en place à un moment où le niveau marin était très au-dessous du niveau actuel. Les lits marins seraient l'équivalent du Karimbolien malgache, recouvert aussi dans le Sud et le Nord de Madagascar par un important bourrelet dunaire grésocalcaire, équivalent probable des éolianites 2. Un prélèvement a été effectué à Umdloti Beach (niveau à huîtres), pour vérifier, par la méthode Th/Ur, l'exactitude de ces corrélations.

R.R. Maud distingue, en outre, dans les formations les plus récentes, l'éolianite 3 et enfin les dunes actuelles. Pouvant atteindre 75 m d'épaisseur, l'éolianite 3 n'est, à la différence des précédentes, jamais grésifiées. L'altération va en général jusqu'au jaune-brun. A proximité d'East London, des fragments de coquilles marines dans cette dune ont donné un âge de $20\,090 = \frac{410}{390}$ ans B.P. La granulométrie, et l'existence de fragments coquilliers à la base de l'ensemble dunaire, font penser à R.R. Maud que le niveau marin était à ce moment très proche du niveau actuel (24, p. 180). Ces considérations portent à placer cette dune à l'Inchirien et au début de la régression post-Inchirienne. Dans l'Ihe Bluff, au Sud du port de Durban, où nous avons examiné cette formation en compagnie de R.R. Maud, il semble parfois difficile de distinguer l'éolianite 3 des sables de décalcification de l'éolianite 2, qui ont pu être plus ou moins repris par le vent.

Distincte par le degré d'altération de ce système plus récent incluant les éolianites 1, 2 et 3, la grande dune rouge couvre, en position plus interne, de vastes étendues dans la région côtière, jusqu'à plus de 170 mètres d'altitude. Comme la « Grande Dune » de l'Extrême Sud de Madagascar, elle est constituée de sables quartzes très fins et très homométriques, contenant moins de 14 % d'argile ; elle n'est qu'exceptionnellement ferruginisée (granules). Alors que dans le Sud de Madagascar on trouve partout, assez rapidement, sous les sables roux de décalcification, les grès calcaires dunaires qui en sont la roche mère, sur la côte du Natal cette décalcification a été beaucoup plus poussée, et on ne retrouve les grès calcaires originels qu'en quelques rares endroits : ainsi dans la ville haute de Durban, près de l'Université, où ces grès calcaires, lités, contenant des moules internes de Mollusques continentaux, sont friables et en voie de décalcification.

Ces sables roux dunaires recouvrent indistinctement les hautes plages, depuis celle de 12 m incluse. Il s'agit en général de plages de galets moyens ou parfois très gros, reposant sur des plates-formes d'abrasion marine étagées et emboîtées nivelant

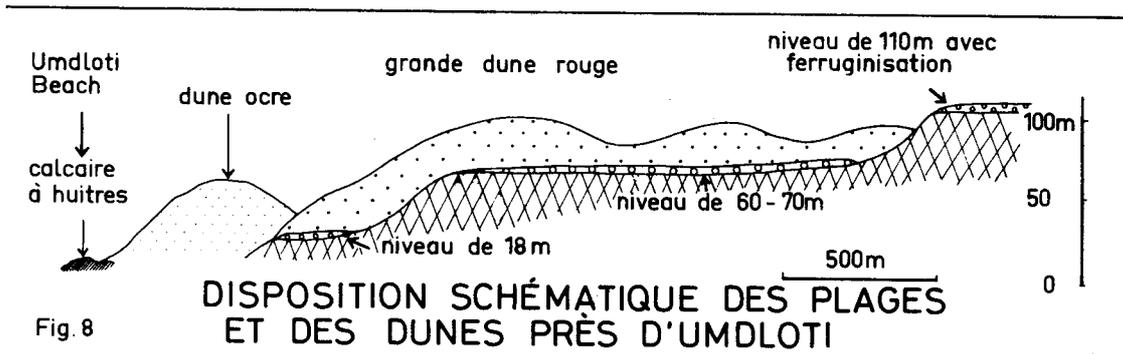


Fig. 8

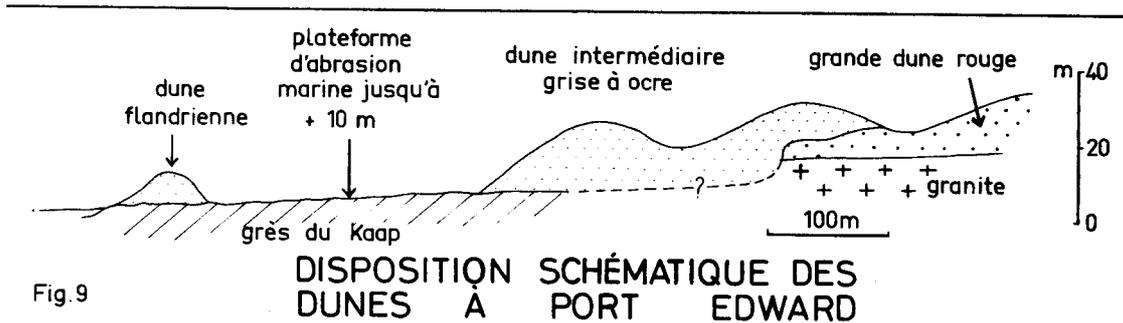


Fig. 9

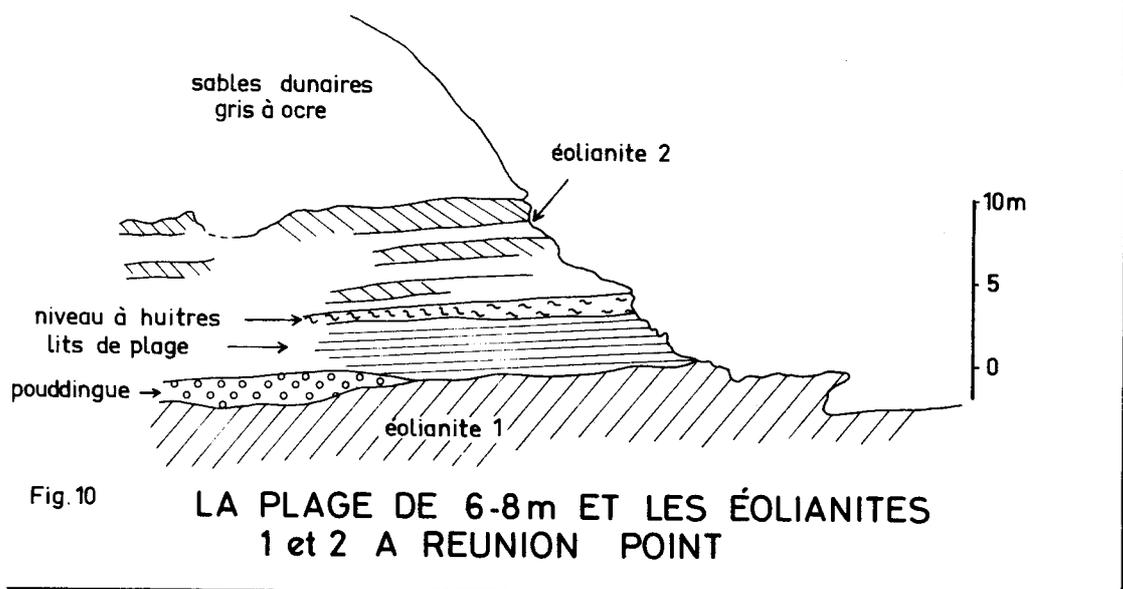


Fig. 10

les tillites, les schistes et les grès de la base du Karoo (Dwyka et Eccca), les grès de la série de la Montagne de la Table ou grès du Kaap (Kaap System = Ordovicien) ou les granites archéens.

La plateforme d'abrasion marine de 60 - 70 mètres est de beaucoup la plus remarquable, par sa perfection et son étendue ; elle a nivelé les roches les plus résistantes sur parfois plus de 2 km de largeur. A l'intérieur même de la ville de Durban, de très belles coupes de part et d'autre de la rivière Mgeni montrent, sur cette plateforme nivelant parfaitement les tillites de la base du Karoo, des plages de gros galets à sable fluviatile ou fluviomarín interstitiel, recouverts par les sables roux. A Avoca, à 13 km au Nord de Durban, la plage de galets, épaisse de 2 mètres, et contenant une industrie du Chelleen, repose sur une plateforme parfaitement horizontale nivelant les schistes de l'Ecca ; par-dessus reposent les sables de la grande dune, épais de 10 mètres, rouge-foncés dans la partie supérieure et moyenne, blancs à la base. Dans la coupe d'Avoca, les sables interstitiels entre les galets sont hétérogènes et mal roulés, avec beaucoup d'argile ; comme pour les affleurements situés au Sud de la rivière Mgeni, on pense à un matériel fluviatile ou fluvio-marín, plutôt que franchement marin, mis en place sur la plateforme en voie d'exondation. Au Nord de Durban, cette plateforme de 60 - 70 m, portant des plages de galets, est largement développée de part et d'autre de la rivière Mdloti, près d'Umdloti Beach. On la trouve aussi au Sud, en particulier dans les régions de Port Shepstone et de Port Edward. Tout porte à croire que cet épisode est fondamental dans l'histoire du littoral : sous toutes réserves, en l'absence d'arguments vraiment probants, nous sommes tentés de le mettre en corrélation avec le stationnement tatsimien à Madagascar.

Les plages de 12 m, 18 m et 30 m, correspondent à d'autres stationnements mais nulle-part à l'origine de plateformes d'abrasion marine aussi larges et étendues que la plateforme de 60 - 70 m.

La plage de 30 m de Warner Beach, à 15 km au Sud de Durban, est constituée, sur 2 m d'épaisseur, par de gros galets marins très bien façonnés, avec, dans les interstices, un sable quartzueux marin moyen bien trié. La plage repose sur les tillites profondément altérées (altération rouge et blanche) sur 8 m d'épaisseur. Dans la plage elle-même, les galets de dolérite sont altérés en oignon, mais pas les galets constitués de grès de la Table. La plage de 30 - 33 m est visible en de nombreux autres endroits : à 200 m au Nord du pont faisant la frontière avec le Transkei, près de Port Edward ; à 1 km au Nord de Port Edward, avec raccord de galets glissés provenant sans doute du niveau supérieur de 60 mètres ; à Scottburgh, etc.

Sur la rive méridionale de la rivière Mjenjati, le long de la route de Port Edward, la plage de 30 mètres passe à une terrasse de 12 mètres reposant sur le granite altéré. L'emboîtement n'est pas évident, et l'on serait tenté de voir là une terrasse polygénique de 12 - 30 mètres. Les galets de granite et de diabase sont altérés, mais pas ceux de grès de la Table.

Au Nord d'Umdloti Beach, en contrebas d'une large plateforme d'abrasion marine portant les galets de la plage de 60 - 70 m, affleure, sur le bord de la route côtière, une plage de 18 mètres à très gros galets, avec dans les interstices des petits galets et un sable roulé mais très hétérométrique. La plage nivelle les grès de l'Ecca, et est recouverte par d'épais sables roux fins dunaires très homométriques érodés en badlands.

La plage de 12 mètres est elle-même recouverte par la grande dune rouge, près d'Hibberdene, et à Uzumbe. A Uzumbe (rive gauche de la rivière Uzumbe) la plage, constituée de galets petits à moyens, et de lits d'un beau sable de plage bien façonné, repose sur une plateforme d'abrasion marine dans le granite altéré. Vers le Nord la plage passe sous une masse épaisse de sables dunaires très rouges. A 1 km au Nord de Port Shepstone, on retrouve la même disposition, avec une plage de 12 m de gros galets, mais sans a ble interstitiel, reposant sur le granite altéré, sous des sables très rouges dunaires.

R.R. Maud (24) place les stationnements de 12 et 18 m dans le Monastrien ancien, ou Haut Normannien et les stationnements de 33 m et 45 m au Tyrrhénien ancien (pré-Riss.). Les Ports Durnford Beds seraient aussi Tyrrhéniens, et pour une part à cheval sur le Mindel. Le niveau de 60 - 70 m est mis en corrélation avec le Milazien.

Ce qu'il faut surtout remarquer, c'est la généralité et l'importance de l'altération, qui affecte les plages de 12 à 60 - 70 m indifféremment, ainsi que les roches constituant les plateformes d'abrasion qui les supportent. Il faut remarquer aussi la généralité de la couverture dunaire très rubéfiée. Le problème se pose de savoir si cette grande dune rouge a été mise en place en une seule fois, ou en plusieurs, au cours des diverses oscillations marines de cette longue période. Aucune discordance, ou paléosol intradunaire, ne permet de le savoir. Une direction de recherche serait l'étude comparative de l'altération (en particulier de l'évolution argileuse) d'échantillons de dune rouge prélevés respectivement sur les divers niveaux. Mais quoiqu'il en soit, il est certain que, pour l'essentiel, cette altération s'est produite postérieurement à la mise en place des plages de 18 et 12 mètres.

Enfin, deux très hauts niveaux sont décrits par R.R. Maud dans la région de Durban, respectivement à 115 m et 170 m. A Amanzimtoti, à 24 km au Sud-Ouest de Durban, le plus élevé de ces niveaux porte des galets et des graviers ferrugineux ; à Chatsworth, à 13 km au Sud-Ouest de Durban, on trouve aussi des galets à 170 m ; dans la proche banlieue de Durban, à Sherwood, la même plateforme, façonnée dans les grés de la Table, porte des sables rouges, des galets, et des graviers ferrugineux incluant une faune de foraminifères et de bryozoaires considérée comme pliocène. Pour O. Davies (10, p. 408), il s'agit, en ce dernier endroit, de dépôts littoraux ou lagunaires, mais à placer dans le tout début du Pleistocène, car on y trouve les plus vieilles industries du galet. Ce haut niveau de 170 mètres de la région de Durban serait à mettre en corrélation, d'après R.R. Maud, avec la plateforme de 150 mètres du Pondoland, et avec celle de 180 m existant dans le Sud du Mozambique.

La plateforme de 115 m est décrite par R.R. Maud dans la région de Port Edward, où elle nivelle les granites et les grés de la table, à Port Shepstone dans les tillites du Dwyka, au nord d'Hibberdene, où elle porte de gros galets façonnés dans les grés de la Table, et aussi au Nord de Durban où elle est bien individualisée jusque dans le Sud du Zululand. L'auteur place ce niveau dans la fin du Pliocène, et le met en corrélation avec le niveau marin de 120-m décrit dans le Sud du Mozambique.

Le fait intéressant est la généralité des phénomènes de ferruginisation, avec formation de concrétions ferrugineuses, dans les plus hauts niveaux, alors que dans les niveaux inférieurs à 115 mètres (ensemble des niveaux de 12 mètres à 70 mètres), et dans la grande dune rouge, de telles ferruginisations sont absentes, ou très rares et de faible importance. Dans l'Extrême Sud de Madagascar le Tatsimien



marin et la Grande dune rouge sont exempts aussi de concrétionnements ferrugineux, qui n'apparaissent que lorsque l'on passe sur le versant oriental plus arrosé, vers Fort-Dauphin au delà d'une pluviosité moyenne annuelle actuelle de 1 400 mm. Par contre, les formations continentales pré-tatsimiennes de l'Extrême Sud de Madagascar (Pliocène continental) présentent une ferruginisation généralisée, avec granules ferrugineux et carapaces. Nous pensons que la dune rouge du Natal, qui couvre les plages de 12 à 70 mètres, est à mettre en corrélation avec la Grande Dune rubéfiée du Sud de Madagascar ; cette dernière, qui atteint 25 km de largeur dans l'Extrême Sud, et près de 40 km dans le Sud Ouest de Madagascar (pays Mikea), a dû être mise en place pendant une période de temps assez étendue et, comme au Natal, l'altération n'est intervenue pour l'essentiel qu'une fois cette mise en place complètement achevée. Il faut noter qu'à Madagascar on ne connaît pas de Pliocène marin, à l'exception du Pliocène de la coupe de l'Arsenal de Diégo-Suarez, dans l'Extrême Nord, région qui a subi un mouvement de soulèvement assez important au Pleistocène.

Un problème essentiel est celui des déformations de la côte du Natal au Pleistocène. R.R. Maud, se plaçant dans l'optique de la théorie glacio-eustatique classique, pense que les plages et les plateformes d'abrasion marine anciennes sont sensiblement à leur altitude originelle, y compris les plages les plus élevées (70 mètres = Milazzien ; 115 m = Sicilien ; 170 m = Calabrien). O. Davies met en évidence des déformations longitudinales, mais n'affectant que les niveaux les plus anciens (à partir du niveau de 45 m), et d'ampleur réduite (moins de 20 mètres pour le niveau de 45 mètres, et de 50 mètres pour les deux niveaux les plus élevés) ; depuis la rivière Tugela, au Nord de Durban, ces niveaux anciens se relèveraient légèrement vers le Sud, le soulèvement s'accroissant entre Durban et Port Shepstone et la rivière Mtamvuna, qui marque la frontière avec le Transkei.

Sans nier la réalité de ces déformations longitudinales, mises en évidence par un auteur qui connaît le terrain d'une manière très approfondie, nous pensons, à la différence de R.R. Maud, qu'il y a eu en outre un soulèvement d'ensemble important de l'ensemble du système de plages anciennes de la côte du Natal. En fonction du modèle que nous adoptons pour le Quaternaire littoral de Madagascar, le niveau de 8 mètres de la région de Durban, s'il correspond bien au Karimbolien malgache, originellement à 3 mètres, accuserait déjà un soulèvement de l'ordre de 5 mètres. Il est normal dans ces conditions de trouver à 60 - 70 mètres, sur la côte du Natal, l'équivalent possible du Tatsimien, qui n'est qu'à 4 - 5 mètres dans l'Extrême Sud de Madagascar et à 25 mètres dans l'Extrême Nord au Cap d'Ambre, et à plus de 100 mètres des stationnements considérés comme du Pleistocène ancien ou de la fin du Pliocène.

Toujours dans le cadre de ce modèle, la rapidité du soulèvement permet l'expression, sous la forme de plages soulevées, de nombreux stationnements marins correspondant soit à des stades de retrait, soit à des maxima transgressifs, originellement situés au-dessous du niveau marin actuel, et qui pour cette raison ne peuvent apparaître sur les littoraux demeurés stables, ou ayant subi un soulèvement trop lent. Dans le cas de la côte du Kenya, où l'on connaît seulement deux grands stationnements marins quaternaires à 30 - 35 mètres et 7 - 10 mètres, soit sensiblement aux mêmes altitudes que le Tatsimien et le Karimbolien du Cap d'Ambre dans l'Extrême Nord de Madagascar, la vitesse de soulèvement serait encore au-dessous du seuil permettant l'expression de ces stationnements situés originellement au-dessous du

niveau marin actuel. Dans le cas de la côte atlantique du Maroc, une vitesse de soulèvement sans doute comparable à celle supposée sur la côte du Natal, permettrait au contraire l'expression d'un certain nombre de ces stationnements. Nous estimons cette vitesse de soulèvement au cours du Pleistocène, pour la côte du Natal, à une valeur moyenne et approximative d'environ 5 mètres par 100 000 ans.

EROSION DIFFERENTIELLE ET PALEOCLIMATS

Les granites archéens des régions côtières du Natal n'affleurent que de façon discontinue, à la faveur de profondes entailles fluviales qui traversent la couverture discordante des grès et quartzites du Kaap. L'ensemble a été cassé par des failles multiples.

Dans la plupart des cas, les affleurements granitiques sont découpés en buttes à profil convexe, au sommet rond, sauf lorsqu'elles portent un fragment de dalle de grès du Kaap formant corniche. La maille des talwegs est faible, leur incision profonde (entre 80 et 400 m) et étroite. Un exemple caractéristique est celui des Thousand Hills. Sous la corniche de grès du Kaap apparaît un premier horizon pédologique intégralement argilisé et rubéfié, où les microclines sont méconnaissables. Au-dessous, sur 8 m d'épaisseur environ, on a affaire à des arènes assez argileuses, mais où les microclines sont très reconnaissables. Ces horizons altérés ont permis le dégagement d'un replat de roche saine.

Là où les diaclases sont très serrées, au point de donner une allure feuilletée aux affleurements, l'altération rouge et argileuse atteint 5 à 8 m d'épaisseur (kaolinite). Les talwegs de 1er ordre sont incisés entièrement dans ces altérites.

Ces diaclases affectent indifféremment le granite fondamental et des intrusions de pegmatite, souvent parallèles à l'orientation dominante des microclines des granites fondamentaux.

Là où les diaclases sont plus espacées, il existe des noyaux de granite parfaitement frais, soit atteints par le fond des vallées, soit bourgeonnant en dôme sur les versants, et aussi durs que les grès du Kaap.

Les talwegs de 2ème ordre sont localisés exclusivement dans les bandes fissurées intermédiaires.

La roche fondamentale rentre dans la catégorie des granodiorites à biotite et hornblende, donc résistant mal à l'altération chimique. Les noyaux sains ont une porosité extrêmement faible, comparable à celle des roches les plus basiques, soit 1,1 %, correspondant entièrement à des micropores.

Ce type de relief est très différent de celui des alvéoles étudiés plus au Nord. Le phénomène s'explique, en partie sans doute, par le fait que les volumes fissurés sont moins importants que les volumes compacts, mais aussi par le soulèvement post-éogène, et même quaternaire, plus vigoureux que dans le Lowveld. Ceci nous amène à évoquer les importants travaux sur les paléosols de la région côtière, réalisés par nos collègues africains qui ont eu l'amabilité de nous guider sur le terrain.

Nous devons d'abord au Docteur MAUD l'étude précise de concentrations ferrugineuses, analogues à celles que nous avons décrites dans le Transvaal intérieur. Il s'agit d'une mince cuirasse vésiculaire à très forte teneur en fer, et qui est localisée exclusivement sur les grès du Kaap, sous forme de très petits lambeaux résiduels. La roche mère est un grès formé de grains de quartz auxquels s'ajoute 10 % de feldspath. Dans les cavités comprises entre les cloisons ferrugineuses, les minéraux

argileux sont la kaolinite et la gibbsite, mais dans les horizons inférieurs seulement. Chose curieuse, au-dessus de 80 cm, on ne trouve que de la gibbsite et des amorphes. Cette amorphisation des horizons supérieurs (1) a également été signalée à propos des profils d'altération des dolérites. Si l'on compare la composition chimique globale de ces latérites et des grès du Kaap, on est impressionné par l'ampleur de la désilicification. De 90 % à l'origine, la teneur en SiO_2 tombe à 30, et même 15 % : c'est-à-dire que, même si on tient compte de l'apport d'oxydes remplissant les pores originaux, le quartz lui-même a été dissous.

L'altitude de ces lambeaux culminants s'élève de 180 à 1 100 m vers l'intérieur, enregistrant les déformations d'une surface que le Dr MAUD, comme nous-mêmes, attribue à l'Eogène ; c'est l'équivalent de la surface *africaine* de L.C. KING. Cependant les discontinuités d'altitudes sont assez brutales et enregistrent celles du grès du Kaap qui sont faillées. Ici nous hésitons à suivre l'opinion du Dr MAUD suivant laquelle la cuirasse est postérieure aux dislocations, dont certaines sont, en effet, scellées, dans un certain cas, par les dépôts crétacés. — Cette cuirasse, qui est une cuirasse de nappe phréatique, a-t-elle pu se former en position perchée ? On connaît des phénomènes de ce genre. Mais alors, elle cesse de constituer un repère chronologique et cyclique. D'autre part, le fait que le crétacé est parfois discordant sur quelques failles ne signifie pas qu'ailleurs la surrection du bombement marginal n'ait pas été accompagnée par le jeu d'autres cassures.

Ainsi que le propose L.C. KING dans ses dernières publications, il est très probable que ce soulèvement s'est poursuivi tardivement, à en juger par la position de certaines terrasses marines signalées par R.R. MAUD jusqu'à 170 m dans la région de Durban. L'érosion n'a pas disposé d'un temps suffisant pour excaver les granites, et surtout pour les débarrasser de leur couverture de grès du Kaap.

L'identification de la surface éogène à partir d'une cuirasse ferrugineuse, tant dans le Transvaal que dans le Natal, implique une homogénéisation du climat depuis les régions côtières jusque dans le Haut Veld. Le climat du Transvaal devait être nettement plus humide qu'aujourd'hui, et celui du Natal peut-être un peu plus sec. Cette différence est vraisemblablement imputable au fait que le Grand Escarpement était beaucoup moins important qu'aujourd'hui.

Quant à la datation retenue, elle repose sur l'observation que les couches marines burdigaliennes découvertes par L.D. KING sur la côte du Zululand surmontent des gravillons ferrugineux.

Nous devons également aux recherches du Dr MAUD la démonstration d'une altération de type tropical humide, localisée dans une période relativement récente du Quaternaire, ceci par référence aux lignes de rivage du Natal. Elle s'insère dans une séquence complète de paléosols où l'altération sableuse l'emporte de beaucoup sur l'altération argileuse.

(1) Cela s'explique peut-être par le fait que la fraction fine n'a pas été préalablement purifiée de ses oxydes de fer avant d'être soumise à l'analyse aux rayons X. On ne voit guère d'autre alternative. L'hypothèse d'une évolution pédologique postérieure à partir d'un matériel apporté par le vent doit être exclue, car la composition chimique de ces horizons supérieurs est identique à celle des horizons inférieurs.

Sur cette côte du Natal, l'altération argileuse se manifeste sous forme de deux horizons concentriques, dont la ligne de séparation est plus ou moins parallèle à la surface des croupes convexes, suivant le schéma classique des demi-oranges. L'horizon supérieur, d'un rouge accentué, est superposé à l'horizon blanchi. Sur la section du littoral située au Sud de Durban, qui recoupe les granites archéens, on peut voir ces horizons pédologiques affecter indifféremment :

- a — le granite
- b — les cailloux granitiques, foulés par la mer, des anciennes plages marines et des terrasses fluviales correspondantes
- c — une épaisse couverture de sables éoliens mise en place lors d'une période de régression.

Le Dr MAUD et le Pr. DAVIES pensent que cette altération argileuse s'est poursuivie jusqu'après la formation de la plage de 6-8 m et qu'elle recouvre des outillages levalloisiens, ce qui suggérerait un âge Würm ancien. Mais il faut être sûr, dans chaque cas, que les sables argilisés ne doivent pas leur position basse à la solifluction.

Nous pensons d'autre part qu'il a existé une période d'altération argileuse beaucoup plus importante que cette phase tardive, mais qui est cependant postérieure à la mise en place de la cuirasse ferrugineuse. Ceci apparaît dans les Thousand Hills sous forme d'étroits replats emboîtés dans les grès du Kaap, et où l'altération argileuse du granite est notable. Mais plus significative est la région de Dumisa à l'WSW de Durban. On trouve là un relief sénile situé vers 5 à 600 m. Les cuestas et escarpements de faille inversés, formés par les grès du Kaap au contact des granites plus tendres, se réduisent à des versants émoussés de faible dénivellation. Le granite est argilisé sur près de 20 m, et les grès eux-mêmes sur plusieurs mètres. Une évolution cyclique et pédologique aussi poussée remonte nécessairement jusqu'au Tertiaire, peut-être vers le Mio-Pliocène. Cette forte altération argileuse, bien connue des pédologues qui avaient étudié le sol des plantations de cannes à sucre, avait été d'abord rapportée par R.R. MAUD (1965) à la phase liminaire d'une évolution qui devait aboutir à la cuirasse latéritique ; mais cette solution ne peut être retenue puisque, sous les cuirasses elles-mêmes, on ne trouve qu'une mince zone blanchie sableuse.

Bien entendu, si nous plaçons la phase maximale d'altération argileuse après celle de la cuirasse, il faut expliquer pourquoi cette dernière et son substratum de roches relativement saines ont pu lui échapper. Mais il s'agit de très petits lambeaux affleurant sur quelques centaines de mètres carrés, et qui pouvaient être flanqués de versants argilisés ayant complètement disparu sous les coups de l'érosion ultérieure.

Celle-ci, pendant une grande partie du Quaternaire ancien, a dû jouer sous un climat assez sec, comme le prouvent les apports sableux fesspathiques des terrasses et la composition, également sableuse, des versants des demi-oranges supérieures : microcline bien reconnaissable au milieu d'éléments fins peu abondants, où la vermiculite l'emporte sur la kaolinite. C'est seulement dans la zone littorale que, sur 3 ou 4 km de large, l'altération argileuse est généralisée, peut-être à cause du pansement humide que constituent les accumulations éoliennes, et aussi parce que l'érosion était moins forte sur des niveaux de quelques dizaines de mètres d'altitude, que dans l'intérieur. Il se peut aussi qu'une partie de l'altération argileuse constitue un phénomène de cryptodécomposition, localisé à la surface de discordance entre les grès du Kaap et les granites imperméables. Ceci est suggéré par la coupe de l'escarpement de faille originel le long de la route de Dumisa à Highflats (côte 3 449 de la carte au

1/500 000). Mais cette solution ne saurait être généralisée au cas où, dans un escarpement de faille inverse, grès et granites juxtaposés ont subi une décomposition profonde identique.

Si nous jetons maintenant un regard en arrière vers le Transvaal, nous retrouvons un parallélisme avec la phase humide du Quaternaire récent, mais non la grande période humide néogène. Les mouvements postérieurs à la surface *africaine* avaient mis en place la barrière climatique.

CONCLUSION

1 — Dans le domaine de la géomorphologie historique, on ne peut attendre de progrès que par une confrontation systématique entre les surfaces d'aplanissement et leurs altérites, suivant l'approche déjà adoptée par R.R. MAUD sur la côte du Natal. — Il semble que la carapace ferrugineuse fortement indurée, reconnue au Transvaal, corresponde à une période géologique bien définie, en dépit des phénomènes de mimétisme bien connus que présentent ces accumulations ferrugineuses, et de la possibilité de rencontrer, dans un paysage gréseux, des concentrations d'hydroxydes à divers niveaux.

Les paysages de pénéplaines semblent au moins aussi représentés que ceux des pédiplaines. Encore, parmi ces pénéplaines faut-il distinguer celles qui correspondent aux vraies pénéplaines séniles, et les formes objectivement analogues, au moins en première approximation, des pénéplaines infantiles.

2 — Dans le domaine de l'érosion différentielle, si l'on considère l'ensemble des roches basiques, on n'a pas pu dégager de corrélation entre la composition minéralogique et la résistance à l'érosion.

La corrélation est meilleure à l'intérieur du groupe des granites sensu lato. Cependant les granites les plus résistants correspondent aussi à des roches fortement recristallisées et de porosité faible ou assez faible. D'autre part, certains volumes de gabros, de diabases, se comportent dans le paysage comme les granites les plus durs.

BIBLIOGRAPHIE

- 1 — BACKSTRUM (J.V.) et al. - 1960 - Die Geologie van Rustenburg en die Omliggende Gebied. Toelichting van Blad 4 (Rustenburg) - Geol. Pretoria.
- 2 — Van BLIJON (S.) - 1949 - The transformation of the Upper Part of the Pretoria Series - Trans. Geol. Soc. S. Afr. Vol. 52, p. 1-175.
- 3 — Id. - 1955 - L'origine des structures rubanées dans la partie basique du Complexe du Bushveld - Coll. Int. de Pétrographie, C.N.R.S., Vol. 68, p. 131-150.
- 4 — CAMERON (E.N.) - and EMERSON (M.E.) - 1959 - The Origin of certain Chromite Deposits of the Eastern Part of the Bushveld Complex - Economie Géol. Nov., p. 1151-1213.
- 5 — CAMERON (E.N.) et DESBOROUGH (G.A.) - 1964 - Origin of certain Magnetite-Bearing Pegmatites in the Eastern Part of the Bushveld Complex, South Africa - Economic Geol. Vol. 59, p. 197-225.
- 6 — COERTZE (F.J.) - 1962 - The Relationship between the Pretoria Series and the Bushveld Igneous Complex Northeast of Pretoria - Annals of the Geol. Surv. S. Afr., Vol. 1, p. 67-70.
- 7 — Id. 1966 - The genesis and geological environment of the Bushveld. Magnetite in the area southwest of the Leolo Mountains - Geol. Surv. Pretoria, n° 47, 54 p.
- 8 — COERTZE (F. J.) et al. - 1962-1963 - The Basic and Associated Minerals of the Bushveld Igneous Complex North of Pilansberg - Geol. Surv. Bul. 38, Pretoria, 48 p.
- 9 — COUSINS (C.A.) - 1959 - The Structure of the Mafic Portion of the Bushveld Igneous Complex - Transact. of Geol. Soc. of South Africa, p. 179-202.
- 10 — DAVIES (O.) - 1970 - Pleistocene Beaches of Natal - Ann. Natal Mus. 20 : p. 403-432.
- 11 — DIXEY F. - 1942 - Erosion Cycles in Central and Southern Africa - Trans. Geol. Soc. S. Afr., vol. 45, p. 151-181.
- 12 — FAIR (T.J.D.) and KING (L.) - 1954 - Erosional Land-Surfaces in the Eastern Marginal Areas of South Africa - Trans. of Geol. Soc. S. Afr. Vol. LVII, p. 19-26.
- 13 — FERINGA (G.) - 1959 - The Geological Succession in a Portion of the Bushveld (Union Section) and its Interpretation - Trans. Geol. Soc. S. Africa, p. 219-238.
- 14 — HALL (A.L.) - 1918 - The Geology of the Barberon Gold Mines District - Mem. Geol. Surv. S. Afr. n° 9.
- 15 — Id. - 1932 - The Bushveld Igneous complex of the central Transvaal - Geol. Surv. Mem. 28 - Pretoria 560 P.
- 16 — HECKROODT (R.O.) - 1959 - The Geology around the Dunite Pipe on Driekop (Eastern Transvaal) - Trans. Geol. Soc. S. AFR. Vol. LXII, p. 59-74.
- 17 — HIEMSTRA (S.A.) and van BILJON (W.J.) - 1959 - The Geology of the Upper Magaliesberg Stage and the Lower Bushveld Complex in the Vicinity of Steelpoort - Transv. Geol. Soc. S. Africa, p. 239-256.

- 18 — KING (L.) - 1953 - A Miocene Marine Fauna from Zululand - Trans. of Geol. Soc. S. Afr. Vol. LVI, p. 59-91, 12 pl.
- 19 — KING (Linley) - 1962 - The post-Karoo stratigraphy of Durban - Trans. Geol. Soc. S. Afr., Vol. LXV, p. 85-93.
- 20 — KING (L.C.) and KING (L.A.) - 1959 - A reappraisal of the Natal monocline - The S.A. Geog. Journ. Johannesburg, Déc. 16 p.
- 21 — KING (L.C.) et MAUD (R.R.) - 1964 - The Geology of Durban and environs - Geol. Surv. S. Afr. n° 42 (avec carte).
- 22 — LOMBAARD (A.F.) - 1950 - Die Geologie van die Bosveldkompleks Langs Bloedrivier - Trans. Geol. Soc. S. Afr., Vol. LII, p. 343-376.
- 23 — MAUD (R.R.) - 1965 - Laterite and lateritic soil in Coastal Natal, S. Afr. - Journ. of Soil Science, Oxford Vol. 16, p. 60-72.
- 24 — MAUD (R.R.) - 1968 - Quaternary geomorphology and soil formation in coastal Natal - Zeitschr. für Geomorphologie, p. 155-199.
- 25 — MILLHOLLEN (G.L.) - 1971 - Melting of nepheline syenite with H_2O and $H_2O + CO_2$, and the effect of dilution of the aqueous phase on the beginning of melting - Am. Journ. of Sc. Vol. 270, p. 244-256.
- 26 — MUELLER (R.F.) - 1971 - Oxidative capacity of magmatic components - Am. Journ. of Sc. Vol. 270, p. 236-243.
- 27 — OBST (E.) et KAYSER (K.) - 1949 - Die Grosse Randstufe auf des Ostseite Südafricas und ihr Vorland - Hanover.
- 28 — OSBORN (E.F.) - 1959 - Role of oxygen pressure in the Crystallization and Differentiation of Basaltic Magma - Am. Journ. Sc. Vol. 257, p. 609-647.
- 29 — PARTRIDGE (T.C.) - 1969 - Fluvial features and climatic change during the Quaternary in South Africa - S. Afr. Archaeological Bull. Vol. 24, Nov. p. 106-116
- 30 — PARTRIDGE (T.C.) and BRINK (A.B.A.) - 1967 - Gravels and terraces of the Lower Vaal River Basin - S. AFR. Geog. Journ. Vol. XLIX, Déc. p. 21-38.
- 31 — SCHWELINUS (J.S.) et al. - 1961 - The geology of the Olifants River area, Transvaal - Geol. Surv. Pretoria, 84 p. - An explanation of sheet 1429 B et 2430 A.
- 32 — SHAND (S.S.) - 1928 - Geology of Pilansberg - Trans. Geol. Soc. S. Afr.
- 33 — STRAUSS (C.A.) - 1954 - The Geology and mineral deposits of the Potgietersrus Tin-fields - Geol. Surv. S. Afr. n° 46.
- 34 — VISSER (J.L.) - 1955 - Geologiese Kaart van die gebied Barberton - 4 feuilles au 1/50 000.
- 35 — Id. - 1956 - The geology of the Barbeton area - Geol. Surv. Spec. Publ. n° 15, p. 253 - Pretoria.
- 36 — VISSER (J.L.) et VERWOERD - 1961 - Explanation of sheet Nelspruit.
- 37 — VISSER (H.N.) et al. - 1959-1960 - The Geology of the Country North of Nelspruit - An explanation of sheet 22 - Geol. Surv. Pretoria, 128 p.

- 38 — WAYNE BURNHAM (C.) and DAVIS (N.F.) - 1971 - The role of H_2O in silicate melts I. P-V-T relations in the systeme $NaAlSi_3O_8 - H_2O$ to kilobars and $1\ 000^\circ c.$ - Am. Jour. of Sc. Vol. 270, p. 54-79.
- 39 — WEINERT (H.H.) - 1961 - Climate and weathered Karroo dolerites - Nature - Vol. 191, n° 4786, p. 325-329.
- 40 — Id. - 1970 - Climate, engineering petrology and the durability of natural road building materials in Southern Africa - The Rhodesian Engineer, Pretoria, Mai, 8 p.
- 41 — WILLEMSE (J.) - The floor of the Bushveld Igneous Complex - Trans. Geol. Soc. S. Africa, p. I-XXX.
- 42 — WYLLIE (P.J.) - 1967 - Ultramafic and related rocks - Ouvrage collectif - John WILEY & Sons, Inc., New York, London, Sydney, 464 p.
- 43 — WYLLIE (P.J.) and TUTTLE (O.F.) - 1959 - Effect of Carbon Dioxide on the Melting of Granite and Feldspars Am. Jour. of Sc. Vol. 257, p. 648-655.

LEGENDE DES FIGURES

Fig. 1 — Esquisse géomorphologique et structurale du Nord-Est du Bushveld

- 1 — Quartzites des séries du Transvaal
 - 2 — Couches métamorphiques, principalement des cornéennes :
 - a/ en creux
 - b/ donnant des collines
 - 2 ter — Agglomérats volcaniques des séries du Transvaal
 - 3 — Quartzites feldspathiques arasés
 - 4 — Péridotites et diabases
 - 5 — Norites-pyroxénites :
 - a/ en creux
 - b/ en saillie
 - 6 — Norites-anorthosites :
 - a/ en creux
 - b/ en saillie
 - 7 — Gabbros et gabbronorites supérieurs :
 - a/ en creux
 - b/ en saillie
 - 8 — Granodiorites en lames
 - 9 — Lignes de fracture
 - 10 — Escarpements
 - 11 — Abrupt monoclinale
 - 12 — Escarpement de flexure-faille
- Les chiffres désignent les altitudes en décamètres.

Fig. 2 — Coupe du Nord-Est du Bushveld

- 1 — Quartzites des séries du Transvaal
- 2 — Cornéennes des séries du Transvaal
- 3 — Quartzites feldspathiques
- 4 — Péridotites
- 5 — Norites-pyroxénites
- 6 — Norites-anorthosites
- 7 — Gabbros, avec bancs d'anorthosites (An.)
- 8 — Ferrogabbros
- 9 — Filons de magnétite
- 10 — Granites du Bushveld
- 11 — Colluvions et alluvions
- 12 — Contact stratigraphique de position incertaine

Fig. 3 — Coupe à travers la dépression subséquente principale au Sud de l'accident transversal de Steelport Riv. La composition minéralogique des échantillons étudiés par A. LOMBAARD est indiquée de la façon conventionnelle suivante :

- F — proportion de feldspath
- An — proportion d'anorthite
- C — proportion de clinopyroxène
- O — proportion d'orthopyroxène

La mesure de l'angle $2V$ indique la proportion de fer.

- 1 — Gabbros et gabbronorites
- 2 — Magnétites
- 3 — Pyroxénites
- 4 — Granites
- 5 — Felsites.

Fig. 4 — Deux coupes dans l'alvéole de Bloed Rivier, d'après LOMBAARD (A.F.) (22), à qui sont empruntées les déterminations de la composition modale des échantillons.

- F — proportion des feldspaths
- C — proportion des clinopyroxènes
- O — proportion des orthopyroxènes.

- 1 — Quartzites du Transvaal
- 2 — Gabbronorites
- 3 — Diorites
- 4 — Granophyres et felsites
- 5 — Granites du Bushveld.

Fig. 5 — Profil en long de la dépression subséquente principale au pied de la dalle acide pour l'ensemble du secteur oriental du Bushveld.

- 1 — Région où la rivière est très faiblement enfoncée dans le pédiment
- 2 — Rivière encaissée, avec le replat correspondant.



Fig. 6 — Esquisse morphostructurale du Grand Escarpement et de son avant-pays oriental, dans l'Est du Transvaal.

- 1 — quartzites archéens
- 2 — talc et amphibolites schisteux archéens
- 3a — roches basiques massives archéennes et post-Transvaal
- 3b — intrusions circulaires sodiques
- 4a — plateaux granitiques
- 4b — creux granitiques
- 5 — alvéole de diorite quartzique
- 6 — bosses, replats et creux dans le granite de Nelspruit
- 7 — reste de pédiment sur granite de Nelspruit
- 8 — granite de Mpigeni en saillie
- 9 — couches du Transvaal avec corniche
- 10 — Karroo
- 11 — ligne de fracture.

Fig. 7 — Coupe au Sud de Wanderfontein

- 1 — Cuirasse ferrugineuse
- H — Dépression hydro-éolienne.

Fig. 8 — Disposition schématique des plages et des dunes près d'Umdloti

Fig. 9 — Disposition schématique des dunes à Port-Edward.

Fig. 10 — La plage de 6 - 8 mètres et les éolianites 1 et 2 à Reunion Point.

RESUME

La première partie de l'étude concerne la structure du Bushveld, et le problème de la mise en place des roches basiques et acides qui le constituent. Les modalités de cette mise en place demeurent énigmatiques. L'érosion différentielle a dégagé dans les couches de la série du Bushveld un relief à multiples cuestas, en particulier dans des granites, des gabbros et des norites, dont les plus importantes (Leoloberge) dépassent 600 m de commandement. Les modalités de cette érosion différentielle sont énigmatiques, en particulier dans les roches basiques : les mêmes gabbros ou les mêmes norites peuvent être tantôt en saillie, tantôt constituer les dépressions subséquentes, sans que cette érosion différentielle soit liée à la composition minéralogique, chimique ou à la macrofissuration. Une tentative d'explication est recherchée dans les différences de porosité.

La deuxième partie concerne le Grand Escarpement et son piedmont, dans sa partie septentrionale entre la rivière Pongola et la Sabie. Les hautes pentes du Grand Escarpement, à l'Est, présentent un relief essentiellement structural dans les grès et quartzites de la série du Transvaal. Plus intéressant est, en contrebas, le comportement des différents types de granites archéens (granites de Nelspruit, de Mpigeni), ou des diorites, qui donnent selon le cas des formes nettement en saillie, un relief doucement bosselé, ou bien des formes nettement en creux (alvéole de Barberton).

Enfin la troisième partie est consacrée au relief de la région côtière du Natal. La côte du Natal présente une succession étagée de terrasses et de plateformes d'abrasion marine jusqu'à 170 m d'altitude. Des corrélations sont tentées avec le Pleistocène littoral d'autres régions du Sud-ouest de l'Océan Indien. Parmi les autres problèmes examinés figurent ceux relatifs à l'érosion différentielle, en liaison avec les paléoclimats, et aux surfaces d'érosion.

SUMMARY

The first part of the study deals with the structure of Bushveld and the problem of the distribution of the basic and acid rocks composing it. The process of this distribution is till a mystery. In the layers of the Bushveld series, differential erosion has brought about a relief-form with numerous *cuestas*, especially in granites, gabbros and norites, the most important of which (Leoloberge) reaching over 2000 feet in height. How this differential erosion has worked remains a puzzle, especially in basic rocks; the same gabbros and norites can be found now jutting, now shaped into subsequent depressions, thus showing how differential erosion is independent from the mineralogical or chemical composition or macrofissuration. The different degrees of porosity may provide an explanation.

The second part deals with the «Great Escarpment» and its foothills, in its Northern part between the rivers Pongola and Sabie. The High slopes of the Great Escarpment in the East offer an essentially structural form in the sandstones and quartzites of the Transvaal series. On a lower level, more interesting elements are provided by the study of the different types of archaic granites (Nelspruit, Mpigeni) or of diorites which sometimes produce clear-cut jutting forms or slightly rolling hills or even hollows (Barberton hollow).

Finally, the third part is concerned with the relief of Natal coastal region. In Natal, the coast rises in tiers up to 560 feet, wavebuilt terraces and abrasion platforms. The author attempts to establish a link between those and coastal Pleistocene in other regions in the South West of the Indian Ocean.

Among the other studied problems, we may note those concerned with erosion surfaces and differential erosion in relation with paleoclimates.