

## Chapitre PREMIER

---

J. BOUTRAIS (1978)

# LES UNITÉS NATURELLES

*Les hautes terres - les piémonts - les plaines.*

### **LES HAUTES TERRES**

Deux unités très inégales commandent le relief de la région : les monts Mandara et le petit plateau du Tinguelin. Si les premiers constituent un important système de massifs et de hauts plateaux, le second ne représente qu'une petite unité. On lui accordera pourtant une place à part des monts Mandara par suite de la forte individualité géomorphologique de ses tables gréseuses et de l'originalité qu'elle confère à la vallée de la Bénoué près de Garoua.

#### *Les monts Mandara (fig. 4)*

Même dans la littérature anglophone, on a pris l'habitude d'appeler ainsi, du nom d'un petit royaume soudanais à son extrémité nord, l'ensemble des hautes terres situées à cheval sur la frontière séparant le Nigéria du Cameroun. Les monts Mandara s'allongent du nord au sud sur 150 km de long et s'étalent au Cameroun sur une cinquantaine de kilomètres de large. Le point culminant, le mont Oupay au nord de Mokolo, avoisine 1 500 mètres mais la plupart des massifs se situent entre 1 000 et 1 200 mètres. Ce ne sont donc que de moyennes ou de petites montagnes. Cependant, l'altitude paraît suffisante pour abaisser les températures et favoriser les pluies par rapport aux plaines voisines. Malgré l'influence uniformisante du peuplement humain, la végétation sur les hauteurs moyennes s'apparente déjà aux formations soudaniennes plus méridionales et, sur les sommets les plus élevés, à des formations typiques d'altitude. Enfin, quel qu'en soit l'abord, la brutalité du relief au-dessus des plaines voisines et l'ampleur des dénivellations donnent aux monts Mandara l'allure d'une vraie montagne tropicale.

L'occupation du sol doit donc tenir compte en priorité de la pente qui s'impose ici comme le facteur naturel le plus contraignant. Toutefois, la pente n'est pas partout également forte. De ce point de vue, trois grands groupes morphologiques se différencient : les plateaux internes, les reliefs montagneux de bordure, les massifs-îles isolés de la chaîne principale.

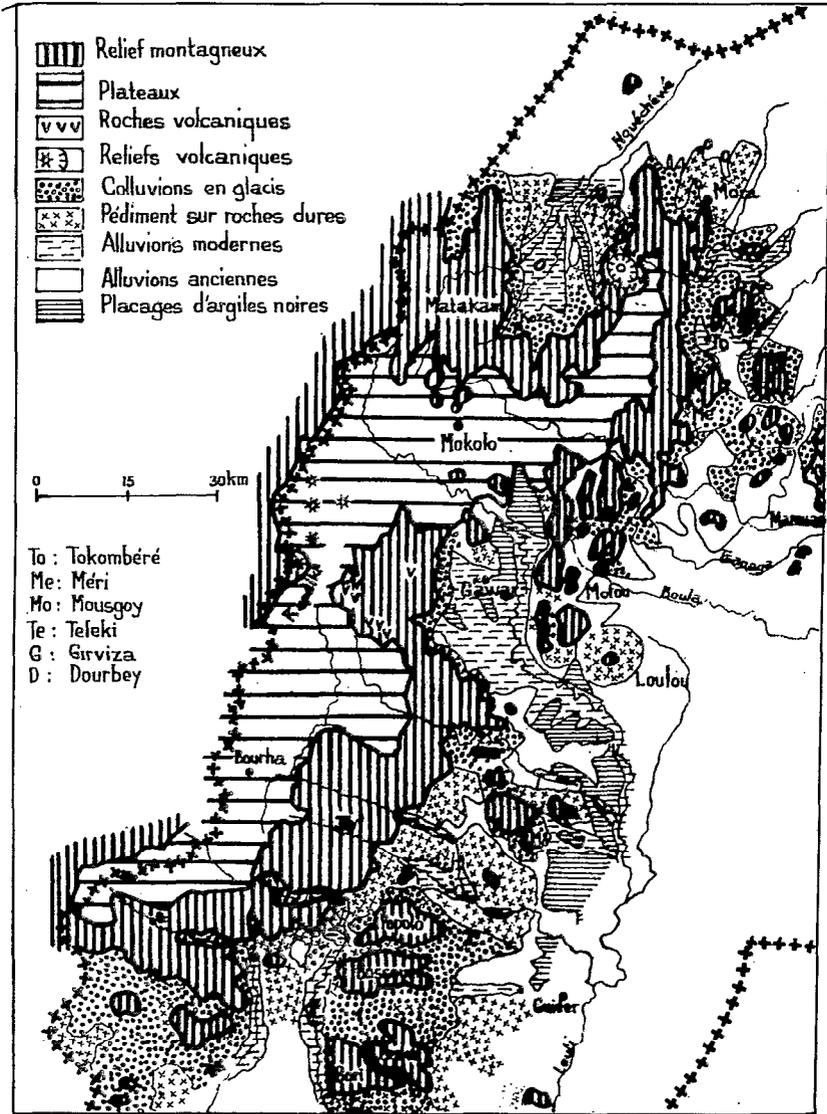


Fig. 4 Les monts Mandara et le piémont

#### LES PLATEAUX INTERNES

Une fois gravi le versant montagneux d'au moins 500 mètres de dénivellée, ou franchi le bourrelet encore plus élevé, l'étalement subit des paysages ne manque pas d'étonner.

Les plateaux internes occupent le centre de l'édifice dans toute sa longueur. Parfois accidentés par des collines ou des pitons rocheux, ils offrent le plus souvent un modelé mollement ondulé de versants convexes où les vallées ne commencent

à s'encaisser qu'à leur sortie. Ces plateaux ont une altitude moyenne de 750 mètres à l'extrême nord, 800 mètres aux environs de Mokolo, puis 900 à 1 000 mètres en pays Kapsiki pour s'abaisser à nouveau aux environs de 800 mètres vers Bourha et remonter au-dessus de 900 mètres aux environs de Doumo, à l'extrême sud. Ces variations d'altitude définissent plusieurs petites unités naturelles sans que des gradins très nets les séparent. Sur les plateaux, les pentes restent assez faibles pour permettre souvent de cultiver sans en tenir compte. Toutefois, les cultivateurs ébauchent des aménagements sur des versants, même en pente faible. De fait, une érosion s'y manifeste, peut-être favorisée par la nature des sols.

Tous ces plateaux sont formés sur le même substratum : des granites ou des migmatites, gneiss très granitisés. Les variations d'altitude ne proviennent donc pas de différences lithologiques. Il faut les mettre au compte de différents niveaux anciens de pénéplation ou d'une seule pénéplaine dénivellée en compartiments par la tectonique. Quelques basaltes subsistent sur les sommets montagneux qui dominent le plateau Kapsiki à 1 300 mètres. Ils correspondent à des lambeaux d'anciennes coulées complètement démantelées. Aucun appareil volcanique d'émission n'est conservé (SIEFFERMANN, MARTIN, 1963).

Sur le plateau Kapsiki, les émissions de trachytes, laves acides, se traduisent par des aiguilles élancées qui donnent au paysage un aspect un peu fantastique. Elles correspondent sans doute à d'anciens volcans de type péleén (DUMORT, PERONNE, 1966). Elles forment aussi des filons et souvent des amas rocheux. Les culots d'anciennes cheminées, mis à nu par l'érosion, se sont alors écroulés sur eux-mêmes.

La faiblesse des pentes permet aux produits de décomposition des roches du socle de se maintenir en place sur les plateaux de Guili, Bourha et Kapsiki. Le manteau continu de ces éluvions sert de support à des sols plus profonds et convient au gisement de petites nappes phréatiques (TILLEMENT, 1970). Sur les autres plateaux, malgré la faiblesse relative des pentes, le ruissellement entraîne les arènes en bas de versants ou sous forme d'alluvions reprises en charge à chaque saison des pluies par les cours d'eau. Les couches altérées de faible épaisseur se trouvent donc souvent décapées par l'érosion. de leurs termes supérieurs facilement mobilisables : argile sableuse et sables argileux, mettant à jour les sables grossiers et les graviers sous-jacents, parfois même la roche pourrie sur les versants très érodés.

L'entraînement de la couverture altérée sur les plateaux est facilité par une couverture végétale discontinue ou rare comme sur le plateau Kapsiki. Une particularité de ces plateaux, surtout aux environs de Bourha, tient à la présence d'*Isobertinia doka* qui se trouve habituellement beaucoup plus au sud, dans les savanes arborées et boisées de la cuvette de la Bénoué. *Isobertinia doka* illustre un cortège d'autres espèces de la flore médio-soudanienne qui, depuis la Bénoué, remontent par les collines pour s'implanter sur les plateaux pénéplanés des monts Mandara (AUBREVILLE, 1950 et LETOUZEY, 1968). Arbre d'une dizaine de mètres dans le bassin de la Bénoué, il dépasse à peine un mètre sur ces plateaux mais forme par endroits des peuplements denses à perte de vue.

Cette végétation soudanienne originale reflète probablement des conditions climatiques assez humides. Tous ces plateaux sont bien exposés aux vents humides du sud-ouest. Cela se traduit par des pluies plus précoces et plus abondantes qu'en plaine : 1 100 mm à Bourha, 950 mm à Mokolo. La température est quelque peu modérée par l'altitude. De plus, le maintien d'éluvions en place sur certains plateaux tempère un peu les variations de température du sol.

A l'extrême sud, de profondes vallées découpent les hauts plateaux de Doumo et Boukoula, isolant les niveaux plans en petites unités à 900 et 1 000 mètres. Les arènes granitiques planes portent des sols rocailleux et graveleux peu épais (50 cm)

qui s'assèchent totalement en saison sèche. Sur ces sols se développe une végétation soudanienne avec des buissons et quelques arbres (*Boswellia* et *Daniellia*). Des sols aussi très pierreux, profonds de 30 à 60 cm, dérivent des gneiss métamorphisés. Mais les gros blocs de roches y sont plus rares et la roche elle-même est moins altérée. Des teneurs en argile plus élevées leur donnent un peu plus de « corps » que les précédents.

De Tchévi à Bourha, le plateau s'étale au Cameroun sur 15 km de large et se poursuit au Nigeria. Le paysage est peu accidenté sauf au nord, vers Guili, où des collines de granite le surmontent. Un massif de granites indifférenciés constitue tout le soubassement du plateau de Bourha (DUMORT, PERONNE, 1966). Comme il s'agit de granites à gros grains, ils se décomposent plus facilement que d'autres. L'horizon d'altération comprend une arène très grossière entourée d'un peu d'argile rouge. Sur cette arène se développent des sols assez profonds (plus de 1,50 m), sablo-argileux ou argilo-sableux, de couleur rouge soutenue par suite d'une forte individualisation du fer (SIEFFERMANN, MARTIN, 1963).

Ce plateau est l'un des seuls à maintenir en place les éluvions grâce à ses faibles pentes et à l'importance de l'altération de la roche-mère. La couverture végétale, nettement soudanienne, n'est pourtant pas très dense. Toutes les jachères sont envahies ici par des rejets d'*Isoberlinia* et de *Daniellia oliveri* qui ne dépassent pas 2 mètres de haut. Ce plateau bénéficie de pluies plus abondantes et mieux réparties qu'ailleurs. Les eaux, traversant facilement les sols perméables, réalimentent chaque année la nappe phréatique dans les éluvions jusqu'à la fin de la saison sèche. Aucun facteur ne semble donc restreindre la mise en valeur agricole, si ce n'est l'assèchement rapide des sols très légers.

Le massif de granites discordants de Bourha se termine au nord de Guili. L'ensemble des roches métamorphiques dans lequel il s'est encastré forme le soubassement du plateau Kapsiki. Ces roches métamorphiques, des migmatites, résistent mieux à l'érosion. L'épaisseur de la zone d'altération est bien inférieure à celle des granites à gros grains. Elle est insuffisante pour que l'eau qu'elle contient en saison des pluies persiste jusqu'à la fin de la saison sèche. Il ne s'y développe que des sols minces, caillouteux, très perméables et sujets à l'érosion.

Seuls les quelques placages de basalte portent des sols encore pierreux mais qui se tiennent mieux. Ces sols sur basalte sont minces. Dès 60 cm apparaissent des blocs de basalte très peu altéré. Mais, grâce à leur bonne cohésion, ils se montrent peu sujets à l'érosion. Ailleurs, sur la majeure partie du plateau Kapsiki, les sols sont rocheux et squelettiques.

Il faut cependant faire une place à part aux larges fonds de vallons qui séparent les ondulations du plateau. Des alluvions sableuses à argilo-sableuses s'y accumulent parfois sur de grandes épaisseurs. Des sols humifères tapissent ces bas-fonds qui restent longtemps humides, même en saison sèche. Les alluvions forment ainsi des rubans continus le long des moindres cours d'eau dans tout le pays kapsiki.

Le plateau de Mokolo, d'altitude moindre, donne l'impression d'être plus aride que les précédents. Au sud de Mokolo, des amoncellements de blocs, souvent de grande taille, dominant de quelques dizaines de mètres les niveaux plans du plateau. Au nord de Mokolo, des reliefs le surplombent par contre de plusieurs centaines de mètres. L'arène provenant de la désagrégation physique des roches s'étale alors en glacis d'accumulation. Sur ces colluvions grossières se développent des sols épais, de texture sablo-graveleuse. Les fragments de roche saine n'apparaissent nombreux qu'à 80 cm-1 mètre. Mais la grande porosité de ces sols n'assure pas le maintien de l'eau infiltrée pendant les pluies.

Ailleurs, sur la majeure partie du plateau de Mokolo, la frange altérée à partir du granite ou des migmatites est plus faible. Elle ne porte que des sols rocaillieux de

très faible épaisseur. Dès 50 cm, le sol est encombré de fragments de roche. Sur les sols dérivés de granites, on a souvent affaire à des blocs de roche pourrie alors que sur un autre soubassement, la roche n'est que légèrement altérée. Dans le profil de ces sols, le pourcentage de graviers et cailloux, déjà important en surface, atteint près de 50% en profondeur (SEGALEN, VALLERIE, 1963). Même sur des terrains en pente faible, ces sols minces sont mal protégés de l'érosion. Ils subissent des pertes sérieuses d'éléments fins.

Le couvert végétal, discontinu, comprend surtout des *Boswellia dalzielii* et des *Combretum*. Les *Acacia albida* se concentrent sur les glacis de colluvions aux sols plus profonds. Les cours d'eau du plateau, eux-mêmes, alluvionnent peu et montrent surtout une tendance érosive. Les alluvions ne deviennent plus épaisses qu'à l'amont de verrous rocheux qui entravent leur évacuation. Dans ces petits secteurs de barrage alluvial se développent des sols avec beaucoup plus d'humus. Mais leur extension est plus restreinte que sur le plateau kapsiki.

Le plateau de Mokolo se caractérise donc par une frange d'altération très mince sur le soubassement pénéplané. Très souvent, les points hauts du substratum affleurent en dalles. Sur une petite pellicule d'arène grossière, les sols manquent de corps, de matière organique et d'argile. Ils subissent les effets d'une érosion en nappes sur des pentes faibles mais régulières. L'importance du ruissellement limite l'infiltration de l'eau, ce qui inhibe la désagrégation de la roche-mère.

Au nord de la piste Mokolo-Méri, le plateau se prolonge entre les reliefs montagneux. Ceux-ci l'enserrent de part et d'autre en un triangle dont la largeur diminue progressivement vers le nord (d'une dizaine à moins de deux kilomètres). Même ainsi limité, le plateau central intercale ses horizons dégagés entre les deux massifs abrupts de bordure. Le soubassement granitique s'y retrouve, ce qui se reflète par une frange d'altération plus épaisse que sur le plateau de Mokolo. D'autre part, l'arène de décomposition provient directement de la roche sous-jacente ou dérive d'un remaniement peu important. Les sols développés sur ces alluvions ressemblent à ceux de Bourha par leur couleur brun-rouge. Mais ils sont moins épais. A partir de 60 cm s'intercalent déjà des blocs de granite pourri.

Comme les reliefs montagneux voisinent de très près ce plateau, ils ont fourni des matériaux abondants qui, épandus en glacis anastomosés, ont fini par le recouvrir entièrement. Les éluvions granitiques n'apparaissent plus qu'en « fenêtré » près de Tala Zoulgo (SEGALEN, 1962). Sur les glacis d'accumulation de matériaux meubles se développent des sols jeunes, un peu plus profonds que les précédents et eux-mêmes, très meubles. Ils sont parfois encombrés de rochers arrondis. Comme les précédents, ils portent une végétation arbustive caractérisée par l'abondance de *Combretum glutinosum* mais aussi, de grands *Acacia albida* mettant à profit la plus grande profondeur des dépôts meubles en bas de versant.

Malgré une uniformité apparente du cadre morphologique, la combinaison des facteurs naturels conditionnant l'utilisation des terres change donc d'un niveau de plateau à l'autre. On pourrait croire qu'avec un relief d'ensemble peu accusé, la pente intervient peu dans ce contexte naturel. En fait, il n'en est rien. L'érosion s'avère très efficace sur les sols légers et à mauvaise cohésion du plateau, développés sur un socle toujours à faible profondeur. Il semble, de plus, que les cultivateurs négligent les pratiques anti-érosives quand la pente leur paraît faible.

#### LES MONTAGNES DE BORDURE

Un relief montagneux accidenté entoure les plateaux centraux presque sur tout leur pourtour. Une seule interruption intervient au nord de la plaine de Gawar, au niveau du passage de la piste de Mokolo à Maroua. Le relief montagneux se manifeste sous forme de bourrelets élevés. Parfois, des vallées profondes entaillent

aussi la frange des plateaux. Le relief, plus tourmenté, prend alors une allure montagneuse.

Comme tous ces secteurs reposent sur le même soubassement que les plateaux, des différences lithologiques ne peuvent rendre compte du relief montagneux. La disposition en gradins des monts Mandara proviendrait donc d'un compartimentage tectonique. Les épanchements volcaniques des Kapsiki en seraient les témoins. Une bande mylonitisée avec des roches très écrasées sur 300 mètres de large et 25 km de long, de Méri à Mora, dont plusieurs vallées soulignent le tracé, atteste aussi l'ampleur des cassures du substratum.

Les reliefs montagneux émergent brutalement des piémonts, sous un angle voisin de 60°. Même si l'altitude de la base des versants montagneux varie, leur retombée est si nette qu'il est facile de suivre sur une carte la limite des deux unités morphologiques.

Sur ce type de relief, les fortes pentes s'imposent partout aux cultivateurs comme le facteur naturel le plus contraignant. Elles entraînent une mobilisation des horizons meubles des sols non protégés. Il s'agit donc le plus souvent de sols jeunes, au profil peu différencié, de faible profondeur et, sur les pentes les plus accusées, exposés aux menaces de l'érosion. Avec ces sols poreux développés sur un manteau altéré très mince, l'eau reçue en saison des pluies ne s'accumule pas en nappes qui la restitueraient en saison sèche.

La plupart des points d'eau en montagne tarissent en fin de journée lors de la saison sèche. Cela provient presque toujours d'une couche altérée insuffisamment épaisse sur la roche saine. De façon paradoxale, l'épaisseur moyenne de la couche d'altération sur ces reliefs accidentés est pratiquement aussi faible dans les montagnes méridionales de Guider que dans les massifs de Mora, malgré une différence de pluviométrie de 200 mm (TILLEMENT, 1970).

Pour rendre compte des variations d'épaisseur de la couche altérée, il faut souvent s'interroger sur la nature de la roche-mère. Les granites qui constituent la plupart des massifs importants, fournissent une arène assez abondante. A partir d'un réseau orthogonal de diaclases, ils se débitent en boules régulières d'assez grande taille, à patine parfois noirâtre. Par contre, les roches métamorphiques comme les anatexites présentent un réseau de diaclases moins net. Elles ne livrent que des boules irrégulières, ovoïdes, moins nombreuses et de taille plus réduite (DUMORT, PERONNE, 1966).

L'altitude de ces reliefs montagneux provoque des modifications de climat dont les effets ne sont pas indifférents pour l'utilisation des terres. Il est probable que les montagnes vers 1 200 mètres connaissent des températures annuelles moyennes de l'ordre de 24 à 25° avec des coups de froid très sensibles en début de saison sèche. Quant aux pluies, il est probable qu'elles sont encore plus abondantes que sur les plateaux. Mais il n'est pas possible de le préciser, faute de données. Des hydrologues ont calculé par extrapolation qu'elles devaient atteindre par exemple 1 400 mm au col de Méri (PELLERAY).

Avec de telles conditions climatiques, la végétation de ces montagnes serait une forêt claire sèche de type soudanien si elle n'était pas influencée par l'homme. Certains massifs peu occupés le confirment avec leur végétation bien fournie caractérisée par l'abondance d'*Anogeissus leiocarpus*, *Parkia biglobosa* et *Daniellia oliveri*. Mais d'autres éléments, comme *Woodfordia uniflora* signalé dans les montagnes de Girviza, soulignent la nuance montagnarde de cette végétation. Cette nuance s'affirme sur les sommets les plus élevés. Ainsi, un arbuste à l'aspect buissonnant, typique des régions d'altitude, *Olea hochstetteri*, colonise les chaos sommitaux du mont Oupay entre les boules de granite (LETOUZEY, 1968).

Bourrelet montagneux et zone de raccord du plateau à la plaine comprennent plusieurs petites unités qui se succèdent les unes aux autres. Quatre massifs

constituent l'essentiel du bourrelet : les monts de Girviza et ceux de Téléki au sud puis, au nord, les monts Matakam et les massifs de Mora. Parmi les zones de raccord montagneuses, on peut citer celle du plateau Kapsiki à la plaine de Gawar, celle du plateau de Mokolo à la plaine de Koza.

Les monts de Girviza au sud, culminant à près de 1 150 mètres, présentent un modelé plus doux que les autres. Les montagnes sont isolées par de larges vallées (mayo Tiel, mayo Oulo) où se sont déposées de grandes épaisseurs d'alluvions anciennes puis récentes. L'importance du manteau altéré d'apport en fond de vallée assure le maintien de nappes phréatiques permanentes. Mais en surface, les sols sableux grossiers restent légers et secs.

Une érosion régressive entaille vigoureusement en ravines les terrasses naturelles les plus hautes d'alluvions anciennes. Elle met à nu les couches d'alluvions sous-jacentes et même les roches du socle granito-gneissique. En contrebas de ces hautes terrasses, des alluvions récentes se présentent en petites plages remaniées de façon régulière par les cours d'eau.

Au-dessus de ces fonds de vallée, les versants montagneux conservent une mince pellicule d'arènes quand les pentes restent moyennes (20%). Elles peuvent porter des sols peu épais, pierreux mais ne gardent pas d'humidité en saison sèche.

Au nord du mayo Oulo, les monts de Téléki constituent un vaste massif presque entièrement développé dans les granites. Il est découpé à l'emporte-pièces par les entailles profondes et étroites de vallées parallèles disposées de façon régulière et reprenant sans doute d'anciennes lignes de failles. Quant aux granites, ils donnent à ce massif un aspect déchiqueté.

Les pentes sont encombrées de chaos de blocs de toutes tailles. Entre les blocs et sur de petits replats s'accumulent des arènes de décomposition. Sous les arènes et dans les diaclases se maintient une certaine humidité. Mais ailleurs, la roche affleure en grandes dalles parfois à nu, parfois couvertes d'une végétation buissonnante qui s'accroche aux fissures. Entre les blocs et dans les creux, les arènes portent des sols dont la surface est parsemée de cailloux. Ils contiennent très peu d'éléments fins très vite évacués. Ils ne présentent pas non plus d'horizon humifère parce que la matière organique est entièrement minéralisée. Mais les produits de cette minéralisation contribuent à la désagrégation de la roche en profondeur et au renouvellement de ces sols (STIEFFERMANN, MARTIN, 1963).

Le massif Matakam au nord de Mokolo se différencie des monts Téléki par une allure moins compacte et une altitude plus élevée. Au cœur du massif, se détache une véritable chaîne montagneuse centrée sur les monts Ziver et Oupay qui dépassent 1 400 mètres. La large vallée supérieure du mayo Moskota prolongée par le mayo Kerawa, sépare cette chaîne des hauteurs de Tourou à l'ouest, par un sillon intra-montagnard rectiligne.

Ici aussi, les granites se débitent en blocs arrondis réguliers qui encombrant les versants, tandis que les anatexites donnent des flancs montagneux plus découverts. Les pentes fortes (souvent 60°) sont interrompues par des replats fréquents. Le plus curieux est celui proche du sommet de Ziver où une petite mare subsiste en permanence au milieu d'une pelouse toujours verte. Les monts Ziver et Oupay consistent en amoncellements d'énormes blocs où la progression devient acrobatique, intercalés d'une végétation buissonnante.

Sur les versants montagneux, l'arène d'altération se maintient entre les blocs ou s'accumule sur les replats. MARTIN (1961) indique que le profil des sols sur ces arènes est en général simple : un horizon de surface artificiel avec une matière organique appréciable puis, un horizon d'altération de la roche-mère où l'on voit les minéraux non décomposés se transformer en argile. Partout des affleurements rocheux introduisent des solutions de continuité dans les sols qui présentent aussi de nombreux cailloux en surface et dans le profil. Le manteau de décomposition

de la roche saine sur les versants est insuffisant pour retenir des nappes. Les points d'eau permanents se situent à l'affleurement de grandes diaclases dans le socle.

Entre la zone de raccord du plateau de Mokolo à la plaine de Koza et les massifs de Mora, s'intercale le vaste édifice volcanique complexe de Zouelva. Il comprend une ceinture de roches volcaniques de 7,5 km de diamètre dont le centre s'est effondré en caldeira. Le relief annulaire est tronçonné par l'érosion en plusieurs unités. Cet édifice volcanique s'est encastré à l'emporte-pièces dans les migmatites de la région de Mora. Un granite intrusif formant un piton de 1,7 km de diamètre occupe le centre effondré de la « ring-structure ». Plusieurs couronnes morphologiques se succèdent dans l'anneau de roches volcaniques (DUMORT, PERONNE, 1966).

Dans ces couronnes se développent des sols jeunes contenant beaucoup de sable. Les cailloux de basalte, déjà présents en surface, deviennent abondants à partir de 35 à 65 cm en profondeur. Mais la matière organique est abondante et les propriétés chimiques très bonnes, ce qui représente des conditions remarquables pour la mise en valeur agricole (SEGALEN, 1962).

Les massifs de Mora, au sud de la petite ville du même nom, constituent un vrai bourrelet montagneux dominant à la fois le plateau interne et le piémont. Ils se terminent par un éperon vigoureux au-dessus de Mora et de là, s'allongent en une chaîne presque continue jusqu'à la coupure de la vallée de la Tsanaga qui les sépare des massifs Mofou. De Mora jusqu'aux environs de Méri, les mêmes granites calca-alcalins que pour le massif de Téléki constituent le soubassement de ces reliefs, relayés par des anatexites plus au sud. Au sein même de la masse granitique s'insèrent de vastes panneaux enclavés d'anatexites. « La morphologie de ces granites frappe par ses caractères gigantesques » (DUMORT, PERONNE, 1966). Ils ont édifié des massifs à pentes raides, flanqués de vastes éboulis et couronnés de grandes croupes plates semées de très gros blocs.

Au massif de Mora proprement dit dont le sommet est entièrement couvert d'un chaos d'amoncellements de blocs, succède une série de massifs tirant chacun leur nom de l'ethnie particulière qui l'occupe. Le massif Ouldémé s'individualise nettement entre deux vallées transversales à fond plat dont l'une est occupée par un petit volcan. Plus au sud, le bourrelet montagneux surplombe le piémont par une muraille continue dont la dénivellée dépasse 500 mètres près de Méri.

Sur ces longs abrupts, inclinés parfois à plus de 60°, dévalent les eaux de pluies qui entraînent tous les produits de désagrégation des roches. Mais sur les croupes sommitales au relief doucement vallonné, les débris issus de la désagrégation sont suffisamment abondants et stabilisés pour donner naissance à des embryons de sols. On peut les appeler avec SEGALEN (1962) des « présols » parce qu'aucun horizon ne se reconnaît dans leur profil. Bien qu'ils soient peu intéressants pour les pédologues, les populations leur accordent une grande importance agricole.

Le bourrelet montagneux qui dépasse 1 100 mètres au nord de Méri, perd de l'altitude vers le sud jusqu'à la Tsanaga. Elle le traverse de part en part par une profonde entaille établie comme en surimposition ou antécédence au relief. Au-delà de cette coupure, les massifs Mofou continuent la chaîne montagneuse de façon plus discontinue. Avec eux, on aborde une autre unité morphologique des monts Mandara, celle des massifs isolés sur le piémont.

#### LES MASSIFS-ÎLES

Au pourtour du grand édifice montagneux se détachent de nombreux massifs isolés qui dominent le piémont. Ils sont d'ampleur, d'altitude et de nature très différentes.

Certains correspondent à des intrusions de roches plus résistantes à l'érosion que les terrains encaissants. D'autres figurent comme les reliefs résiduels d'affleure-

ments plus vastes de composition lithologique homogène. D'autres enfin marquent un épisode tardif de l'orogénèse d'ensemble de la région.

Ces massifs-îles présentent les mêmes conditions naturelles d'occupation que les zones montagneuses des monts Mandara. Étant entourées de basses terres, les fortes pentes s'imposent de toutes parts à leurs habitants.

Dans toute la partie méridionale, les massifs-îles correspondent à des batholites de granites intrusifs, à contours nettement définis. Ils se sont encastrés dans les gneiss métamorphisés sur lesquels s'étalent les zones arasées du pourtour des monts Mandara. Les limites des massifs suivent exactement celles des intrusions qui donnent des reliefs dépassant toujours 1 000 mètres (Hosséré Demsa, Peské-Bori, Bosoum, Popologozom). La plupart des versants abrupts sont encombrés de blocs débités à partir du système de diaclases dans la roche. Plus parallélépipédiques aux sommets, ces blocs deviennent plus arrondis en bas de versants, sans doute par suite d'une désagrégation physique plus efficace.

Malgré la raideur des versants, des inclusions de sols se maintiennent entre les affleurements rocheux et les chaos de boules. Voici l'exemple d'un profil situé sur le flanc sud du massif Bosoum, au milieu d'un versant long de 400 mètres dont la pente atteint 60 % (HUMBEL, BARBERY, 1974).

Il s'intercale entre des boules de granite atteignant 2 mètres de diamètre et couvrant 40 % du terrain. En surface se juxtaposent de nombreux fragments anguleux. L'horizon supérieur est sablo-graveleux poreux avec des fragments de roche couchés selon la pente. L'horizon en dessous de 20 cm, toujours graveleux, montre une petite accumulation d'argile et contient toujours des fragments rocheux concordants à la pente. À partir de 50 cm se produit le passage progressif à la frange d'altération du granite. Il apparaît lui-même en place, désagrégable à la main, entre 70 et 120 cm.

Les radicales prospectent tout l'horizon supérieur jusqu'à 9 cm. D'autres racines vont plus loin et s'incurvent comme les fragments rocheux dans le sens de la pente. Les plus grosses racines s'insinuent jusqu'à 50 cm entre les blocs rocheux. Le sol est recouvert d'un tapis graminéen continu et de quelques arbres espacés (caïllédrats, *Acacia sieberiana*, rares *Balanites*). Malgré la vigueur de la pente, la strate herbacée et les fragments de roche en surface limitent en partie l'érosion.

Un ensemble de massifs-îles à l'est des monts Mandara appartient à la famille des reliefs résiduels. Ils sont presque tous constitués de granites hétérogènes à grains moyens. Mais les affleurements de ces granites débordent plus ou moins les limites des massifs.

Le groupe des massifs Mofou se circonscrit dans le même soubassement granitique qui se poursuit jusqu'à Hina. C'est probablement l'érosion qui les a entaillés et séparés par de larges vallées. Le même raisonnement peut s'appliquer aux petits massifs Mikiri, Douggour, Tchéré, Mogoudi, développés sur un unique affleurement. Plus au nord, d'épaisses couches d'alluvions fossilisent le substratum entre les massifs Mokyo, Mouyengué et Mémé. Il est probable qu'il se poursuit sans solution de continuité entre les massifs.

Les granites calco-alcalins formant l'ossature de ces massifs isolés se débitent eux aussi en grosses boules. Certains massifs présentent des chaos de boules juxtaposées sur tous leurs versants (Douggour, Mikiri, Tchéré). L'amoncellement est tellement continu que les arènes entre les blocs ne sont pas accessibles. D'autres massifs émergent sous forme de grands dômes lisses (Mogoudi). Quant au massif de Mokyo de plus grande taille, il juxtapose des versants encombrés de blocs et un large niveau sommital vallonné à plus de 1 000 mètres. Le massif Mouyengué, plus complexe, associe les mêmes granites à d'autres granites d'intrusion plus récents et à des pans de gneiss métamorphisés soulevés. Les granites donnent des arêtes

montagneuses vigoureuses tandis que les gneiss se traduisent par un ensellement médian.

Au large des massifs Mofou, le mont Loulou représente un relief résiduel typique. Il se situe au centre d'un large affleurement granitique arasé en grandes croupes qui s'annoient sous leur propre arène. Il est flanqué d'un pain de sucre s'élevant d'un seul jet à plus de 300 mètres au-dessus de la plaine.

Au-delà de ce premier ensemble, d'autres massifs isolés proviennent d'une orogénèse plus récente. Des roches sédimentaires (schistes) et volcaniques (andésites) métamorphisées, en constituent l'ossature. Elles auraient d'abord comblé une fosse de sédimentation étroite, allongée nord-sud, « épicontinentale ». Le volcanisme serait du type volcanisme de cordillère. L'ensemble aurait été ensuite soulevé au cours d'un épisode tardif de l'orogénèse d'ensemble de la région (DUMORT, PERONNE, 1966).

Les affleurements s'allongent sur une bande de 80 km de long et 10 km de large avec des interruptions dues au recouvrement alluvial. Mais ils ne se traduisent par des reliefs notables qu'au nord, où les roches d'origine volcanique prédominent. Les massifs alignés y sont tronçonnés de part et d'autre de Maroua par le passage de la Tsanaga (monts Mogozang et Makabay).

Le relief de ces massifs s'avère très particulier et très différent de celui des massifs précédents. Il associe des pentes raides mais régulières à des sommets à allure molle, composant une suite de hauteurs doucement moutonnées. Aucun décrochement rocheux ne vient interrompre la ligne des versants couverts d'une strate herbacée continue et de boisements clairsemés mais purs de *Boswellia dalzielii*.

Les sols développés sur ces pentes sont peu épais et très caillouteux dans tout leur profil. Dès 15 cm, les blocs de roche laissent peu de place aux sols. Mais ils contiennent dans l'horizon supérieur des quantités appréciables d'argile limoneuse entre les pierres (SEGALEN, 1962).

Les pentes fortes et régulières entraînent davantage l'érosion que les versants à abrupts et replats. Au pourtour des massifs de Maroua, les épandages de débris mobilisés sur les versants puis étalés en bas, tendraient à le prouver.

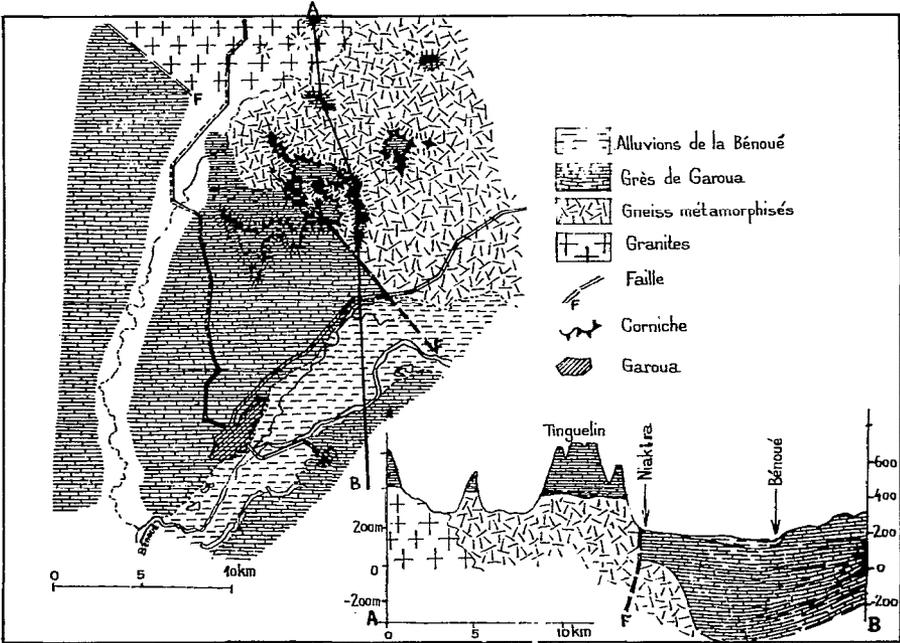
### *Le plateau du Tinguelin (fig. 5)*

Malgré sa faible extension, ce plateau représente une unité structurale différente des monts Mandara, se rattachant au bassin de la Bénoué.

Il domine la vallée de la Bénoué par des abrupts très raides sur près de 500 mètres, se terminant par des corniches sommitales sub-verticales. Les sommets eux-mêmes sont à peu près plats. L'ensemble constitue un plateau tabulaire découpé en plusieurs éléments par de petites vallées profondes et étagé en plusieurs niveaux par des décrochements en « touches de piano ».

Les grès de Garoua constituent l'ossature complète de ce plateau (à l'ouest) ou leur corniche sommitale (à l'est). Les mêmes grès couronnent d'autres petits massifs au nord de bancs tabulaires se terminant aussi en corniche. Ils surmontent directement les roches du socle : gneiss métamorphisés ou granites. A l'ouest, par contre, les grès forment le soubassement à la fois du plateau et des basses terres. L'opposition est due à une faille qui a affaissé un compartiment par rapport à l'autre.

Ces grès proviennent d'une sédimentation continentale fluviale et lacustre dans la cuvette de la Bénoué à la fin du Crétacé. Leur épaisseur doit être considérable. Un sondage profond à Garoua a traversé 400 mètres de grès sans toucher le substratum (TILLEMENT, 1970). D'un autre côté, les termes supérieurs de ces grès ont probablement été érodés sur une épaisseur inconnue. Enfin, leur



**Fig. 5 Le plateau du Tinguelin**

épaisseur dépend de l'âge de la faille de Niakira dont le rejet atteint 300 mètres. Si elle est post-sédimentaire, il faut déduire ce rejet de l'épaisseur des deux séries de part et d'autre. Si la faille est contemporaine de la sédimentation, l'enfoncement progressif de l'axe du bassin étant compensé par son remblaiement simultané, il faut estimer une puissance totale proche de 1 000 mètres pour ces grès.

Dans ce cas, leur extension devait être considérable. Seuls les grands massifs cristallins périphériques aux monts Mandara devaient émerger de l'ennoyage sédimentaire qui couvrait toute la pénéplaine sur socle. Ensuite, l'érosion aurait décapé ce manteau de grès, exhumant l'ancienne surface, sauf quelques buttes-témoins et le plateau tabulaire du Tinguelin. Les grès du Tinguelin devraient leur survie à l'existence d'encroûtements ferrugineux durs interstratifiés les protégeant mieux de l'érosion (SCHWOERER, 1965).

Les grès du Tinguelin se manifestent par des conditions encore plus arides que les montagnes sur socle. Les entablements sommitaux horizontaux, affleurant en dalles fissurées parfois recouvertes de cailloux libres, ne portent qu'une végétation d'arbustes rabougris et de touffes d'herbes discontinues.

Sur l'un des plateaux, à partir de quelques centimètres de profondeur, des concrétions ferrugineuses de 1 à 3 cm de grosseur, emballées dans une pâte argileuse rouge, deviennent de plus en plus nombreuses. Les éléments grossiers ménagent une forte porosité. A partir de 30 cm, les concrétions se soudent pour former une carapace dure englobant des blocs de grès (HUMBEL, BARBERY, 1974). Au sommet du plateau, la frange altérée très mince est donc prise dans un encroûtement ferrugineux qui accentue l'aridité du milieu.

Sur les fortes pentes d'éboulis encombrées de blocs de grès, les débris d'altération sont très lessivés. Jusqu'à 20 cm prédomine une texture gravelo-sableuse un peu argileuse puis une terre blanchâtre adhérent à de nombreux cailloux jusqu'à

60 cm. Ensuite on atteint tout de suite un grès rose peu friable. La roche-mère se désagrège peu et l'érosion, très active sur ces pentes de 50 %, ne laisse pas aux sols le temps de s'approfondir.

La végétation se compose toujours d'arbustes. Lorsque les grès reposent sur le socle, le contact s'exprime par une végétation assez dense et verte en toutes saisons. Bien qu'aucune source ne soit visible, elle doit correspondre à l'émergence d'une nappe profonde sous les grès, passant ensuite sous les éboulis des parties basses de versants taillés dans le socle (TILLEMENT, 1970).

Malgré son originalité géomorphologique, le plateau du Tinguelin semble donc offrir des conditions naturelles bien peu favorables à l'occupation du sol. Qu'il s'agisse des sols, de la pente ou de l'érosion, le constat est toujours négatif pour les cultivateurs.

### LES PIÉMONTS (fig. 4 et 6)

On entend par ce terme toutes les basses terres voisines des montagnes et dont les traits morphologiques dérivent d'abord de ce voisinage. Est donc écartée la plaine du Diamaré uniquement alluviale, incluse dans le piémont par certains auteurs (DUMORT, PERONNE, 1966).

Les piémonts ainsi définis comprennent deux types de relief différents. Pour les géomorphologues, les pédiments sont développés uniquement sur les roches dures, alors que les pédologues accordent une acception différente à ce terme (SEGALEN, 1962 et MARTIN, 1961).

Les glacis proviennent d'une accumulation de débris arrachés au surplomb voisin. Ces matériaux sont parfois repris en charge par les cours d'eau actuels qui incisent les glacis en lanières. Enfin, des glacis s'anastomosent et passent en aval à

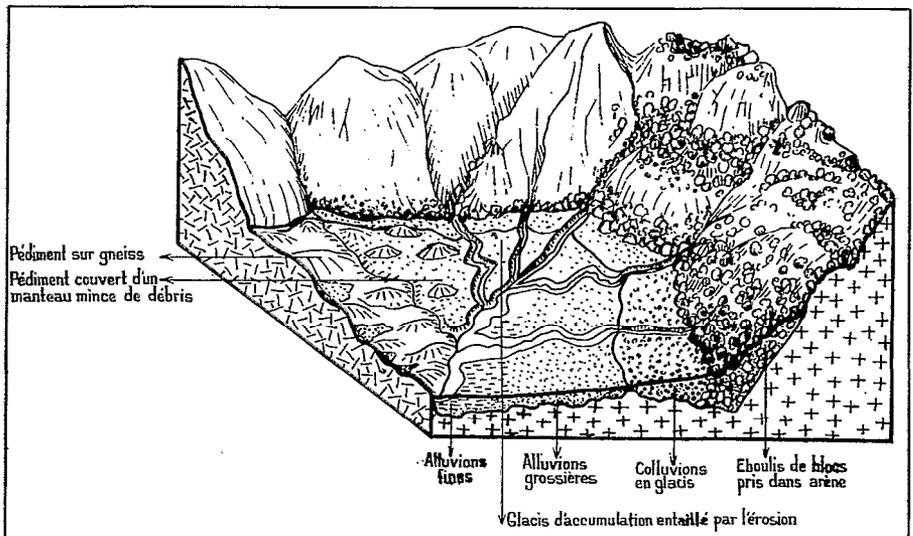


Fig. 6 Bloc-diagramme schématique du piémont

des dépôts alluvionnaires. Il en résulte des plaines intérieures colmatées par des matériaux déposés selon des modalités complexes, encadrées par un relief montagneux continu ou une série de massifs-îles.

### Les pédiments

Comme la plupart des montagnes sont constituées de granites à gros grains se désagrégant relativement bien, les abrupts montagneux fournissent une grande quantité de matériaux qui s'étalent en bas de pente. Les pédiments sont donc relativement rares autour des monts Mandara. Il est cependant possible d'en décrire quelques exemples.

Le pédiment de Mousgoy, au sud et à l'ouest de ce village, correspond à des gneiss granitisés arasés, alors que les massifs de Téléki sont surtout constitués de granites. Il prolonge la pénéplaine sur socle plus développée à l'est, vers Kaélé. Le relief vallonné comprend de nombreux affleurements rocheux de gneiss et des vallées à entaille vive. Il est possible que ce pédiment ait été autrefois recouvert par des colluvions issues des montagnes voisines.

Au pied du petit massif de Mousgoy, on a noté un liseré de colluvions avec une puissance variant de 10 à 35 mètres. Au milieu du pédiment, près de Douroum, des restes d'un ancien glaciaire, très attaqués par l'érosion, se trouvent comme perchés au-dessus des vallées actuelles. Ils portent des sols ferrugineux bien évolués, contrairement aux autres colluvions de bas de pente, ce qui tend à prouver l'ancienneté de leur mise en place. La vigueur de l'érosion actuelle sur le pédiment de Mousgoy est peut-être responsable du décapage de ces dépôts de faible cohésion. Il s'agirait alors d'un pédiment exhumé de son ancien manteau colluvial.

Le pédiment de Loulou est de nature différente puisqu'il entoure un petit massif résiduel isolé et qu'il est développé dans la même roche que ce massif. Le relief du pédiment est bosselé par de nombreux affleurements rocheux. La végétation est claire, avec surtout des *Boswellia dalzielii*, indice de sols peu profonds. Au pied du massif, les croutons granitiques affleurent à nu ou sous une mince pellicule d'arènes. Un peu plus loin, un horizon humifère surmonte les arènes granitiques sans dépasser 20 cm d'épaisseur. Malgré la facilité de l'évacuation des arènes, il est probable que le volume de matériaux fourni par ce petit massif n'ait jamais été suffisant pour recouvrir d'un manteau continu l'immense pédiment qui l'entoure.

Au nord de Mora s'étend aussi un pédiment développé dans les mêmes granites que le bourrelet montagneux. Pour le différencier des basses terres voisines d'épandage alluvial, MARTIN (1961) qualifie cette unité sur socle de « plateau ». Pourtant, il se trouve en continuité topographique avec les dépôts d'ennoyage alluvial contigus. Les colluvions ne tapissent que le pied de l'abrupt montagneux. Plus loin, le socle abrasé en une surface irrégulière s'abaisse vers le nord, parsemé de pitons granitiques résiduels. La végétation arbustive est peu dense avec *Terminalia macroptera*, *Anona senegalensis* et des *Combretum*. Les sols sableux grossiers, peu épais (50 à 80 cm), se développent sur des arènes de désagrégation du granit en place ou n'ayant subi qu'un faible déplacement sur le pédiment.

Au pied de l'extrémité nord du massif Matakam, MARTIN (1961) signale un autre « plateau », c'est-à-dire un autre pédiment sur des gneiss. A partir du pied du massif, toujours très net dans la topographie, le modelé du piémont est assez tourmenté. La végétation comprend des arbustes d'affinités sahéliennes avec des *Acacias*, *Zyziphus mauritiaca* et parfois *Balanites aegyptiaca*.

Pourtant les sols sont sableux. Mais leur drainage est mauvais en profondeur. Ils sont parfois formés directement sur les gneiss qui affleurent dans les lits des cours d'eau. Plus loin, les sols jeunes font place à des sols plus évolués, avec apparition

d'un horizon argileux compact en profondeur. Sur ces sols un peu plus profonds, la végétation devient plus dense qu'en bordure de massif. Mais le socle gneissique apparaît toujours dans les lits des cours d'eau. Il s'agit donc d'un pédiment sur socle couvert d'une mince frange d'altération n'ayant subi qu'un faible transport. Le fait que la corniche montagnaise soit aussi développée dans les gneiss plus résistants à l'érosion que les granites, rend peut-être compte de la faiblesse des apports colluviaux.

A mesure que les apports colluviaux se font plus épais et plus continus en bas d'abrupt montagnais, aux pédiments sur roches dures succèdent des glacis d'accumulation. Plusieurs transitions existent, par exemple autour du massif isolé Peské-Bori.

A l'est du Peské s'étend un pédiment sur granites qui donnent des sols sableux grossiers dont l'épaisseur ne dépasse pas 50 cm (VALLERIE, 1964). Le piémont sud du Bori est plus complexe (VALLERIE, 1967). Au pied de la montagne, les rivières ont construit des cônes de déjection sur lesquels se développent des sols graveleux. Entre ces cônes, les roches du socle affleurent ou sont couvertes de colluvions minces. Ailleurs, le manteau colluvial sur les granites du piémont est plus épais. Les sols atteignent alors 2 mètres d'épaisseur et présentent déjà une évolution avec lessivage en surface et accumulation d'argile rouge en profondeur. Sur ces sols profonds se localisent de grands baobabs et ficus.

Au nord du Peské, enfin, s'étale un grand glacis de colluvions épaisses qui se prolonge au nord dans le glacis de Bosoum.

D'un côté à l'autre du massif, le piémont change donc de nature morphologique, peut-être en rapport avec le décapage inégal d'un manteau colluvial initial uniforme. Au sud, la proximité du mayo Oulo renforce l'agressivité des petites rivières parallèles qui zèbrent le piémont.

Des pédiments sur roches dures aux glacis d'accumulation, le contexte agricole s'améliore en fonction de la profondeur des sols, de leur texture, de la pente mais aussi d'une agression moindre de l'érosion.

### *Les glacis*

Les bas d'abrupts montagnais, en particulier granitiques, montrent une succession régulière de matériaux désagrégés.

En milieu de pente montagnaise, les blocs s'empilent les uns sur les autres en éboulis libres parfois affectés de décollements. En bas de pente, ils encrassent le versant en éboulis pris dans une épaisse matrice d'arène. Ces éboulis emballés marquent le pied de la montagne. La pente change brusquement.

Le placage de colluvions, qui fait suite, résulte de l'accumulation et de l'épandage uniforme des arènes granitiques entraînées par un ruissellement diffus à partir du pied de la montagne. Leur déplacement lent et faible ne suffit pas pour émousser les grains de quartz. Les arènes s'accumulent sur une telle épaisseur qu'elles ennoient la topographie du socle sous-jacent.

Une coupe des dépôts colluviaux montre une distribution anarchique d'éléments très différents par leur texture. Les graviers dominent mais avec parfois des argiles sableuses dans lesquelles peuvent être mêlés de petits blocs arrachés aux pentes montagnaises. La surface du sol est couverte aussi en partie de débris de roches anguleux.

Plus loin, le comblement se poursuit par l'épandage d'alluvions charriées par les cours d'eau qui divaguent sur des pentes de plus en plus faibles. Comme le déplacement est plus grand, les grains de quartz s'émoussent. La capacité de charge

des cours d'eau étant faible, il s'effectue un classement des matériaux déposés selon leur texture : sables grossiers puis fins, dépôts sablo-argileux puis argileux.

Sur un profil en long, de nombreux passages de matériaux correspondent à des changements latéraux de tracé des cours d'eau. Lorsque les dépôts augmentent sur un tronçon de cours d'eau, sa pente faiblit, ce qui ne fait qu'augmenter encore plus les dépôts jusqu'à bourrage du tronçon. Le cours d'eau se fraie un passage contigu où des lentilles de sables grossiers se déposent alors au voisinage de sables fins, silts et argiles. Il en résulte une grande variation de texture des profils en profondeur.

En surface, les épandages alluviaux présentent une planité d'ensemble et une pente faible et régulière. Ici aussi, les dépôts masquent entièrement le socle sous-jacent dont seuls quelques collines et pitons rocheux émergent.

Il est fréquent dans la région que les cours d'eau actuels reprennent en charge les dépôts de glacis. Ils incisent de profondes ravines, en particulier dans le plancher colluvial plus incliné. Même lors de son élaboration, ce placage colluvial subit toujours une érosion concurremment à l'accumulation. La proximité du surplomb montagneux provoque un cumul des eaux en bas de pente, évacuées en nappes sur les colluvions. Ces eaux déposent de nouvelles arènes, graviers et cailloux, mais remobilisent tout de suite les sables abandonnés par les dernières lames d'eau des averses précédentes. Actuellement, il semble que les processus d'érosion en nappes priment ceux d'accumulation en glacis et se traduisent par un rabotage en surface des colluvions.

Malgré cela, les conditions offertes par les glacis à l'occupation du sol paraissent privilégiées. Sur les colluvions et surtout les alluvions, peuvent se développer des sols profonds et meubles, faciles à travailler à la houe. La végétation profite aussi de ces dépôts meubles. Les arbres à système racinaire pivotant y prennent de grandes tailles, par exemple les *Acacia albida* et les tamariniers. De plus, ils peuvent accéder à des nappes phréatiques permanentes.

Déjà, si les éboulis comprennent une matrice suffisante, ils alimentent une nappe pérenne à faible débit. Celle-ci peut suralimenter en profondeur la nappe du glacis colluvial. Mais ce sont surtout les alluvions qui contiennent les meilleures nappes. Dès qu'elles ont une épaisseur suffisante, il s'y installe une nappe de sous-écoulement. Imprégnant en permanence le socle sous-jacent, elle accélère sa désagrégation. Les lentilles sableuses qu'elles contiennent constituent autant de gisements aquifères. En fin de saison sèche, la nappe descend dans la frange altérée du socle et peut s'y maintenir grâce à son épaisseur (TILLEMENT, 1970).

Au sud des monts Mandara, les glacis de piémont présentent une grande extension. Cela provient peut-être de la nature granitique de la plupart des massifs-îles qui ont fourni une grande quantité de matériaux désagrégés. L'épaisseur des glacis y atteint 25 à 40 mètres, leur longueur plusieurs kilomètres (HUMBEL, BARBERY, 1974).

Leur pente actuelle est une pente d'érosion. Elle est supérieure au pendage originel des dépôts qui était de 3 à 10%. Des buttes au collet des plantes, des plages de sables grossiers déliés, des plaques de dénudation superficielle, traduisent une forte érosion en nappes devenant parfois nappes ravinantes par individualisation de rigoles d'écoulement. Les ravines prennent une telle extension sur certains glacis qu'ils paraissent en voie de démantèlement.

La mise en place de ces glacis date d'époques différentes si l'on en juge par les sols qu'ils portent. Sur certains d'entre eux (Nord-Peské, Bosoum, Popologozom) ne se développent que des sols jeunes, composés simplement d'un horizon humifère reposant sur le matériau colluvial grossier (50% de graviers). Ce sont des sols à prédominance sableuse, assez profonds (70 cm) mais légers et faciles à

dégrader par érosion. Ces glacis récents s'étalent jusqu'à plus de 5 km du rebord montagneux.

Sur des glacis plus anciens, les sols présentent un horizon d'argile à faible profondeur provenant du lessivage des horizons supérieurs. Enfin, d'autres glacis encore plus anciens portent des sols plus évolués. L'évolution s'oriente le plus souvent vers la tendance ferrugineuse, l'individualisation d'oxydes de fer conférant à l'horizon argileux sous-jacent une couleur rouge ou ocre-rouille très accusée.

La dissection actuelle des glacis était attribuée à une capture des rivières voisines par le système de la Bénoué ou à un éventuel affaissement de son bassin. Ces hypothèses se trouvent remises en cause par HERVIEU (1967). Pour lui, l'accumulation des colluvions et leur dissection sont d'origine purement climatique. Ils proviennent des variations de climat au cours du Quaternaire.

Il s'appuie sur le fait que les glacis se trouvent à des altitudes variant de 350 à 650 mètres autour des monts Mandara. Ils n'ont donc pu être élaborés à partir d'un même niveau de base. Ils se sont mis en place sous des conditions semi-arides marquées par des crues violentes mais de courte durée, des averses brutales mais peu abondantes qui déposent tout de suite les dépôts arrachés. Inversement, les phases érosives correspondent à des climats tropicaux plus humides tel que l'actuel. Hervieu propose ainsi quatre incursions de climats secs au Quaternaire.

En fait, la succession de phases d'accumulation, d'érosion puis de nouvelle accumulation n'est prouvée que dans le cas de glacis emboîtés au même endroit, ce qui est rarement le cas dans la région. La chronologie s'appuie sur différents types d'altération développés sur des glacis qui s'étalent le plus souvent au pied de massifs différents. Les quatre incursions successives de climats secs rendent difficile l'attribution d'un faciès d'altération donné à une phase paléo-climatique précise. D'autre part, le raccord d'un glacis éloigné très érodé à telle phase d'accumulation paraît aussi difficile. En l'absence de datations absolues, la généralisation aux paysages d'érosion des chronologies relatives établies à partir de formes d'accumulation paraît délicate (HUMBEL, BARBERY, 1974).

C'est le cas des glacis situés au pied des massifs nord des monts Mandara. Le placage colluvial s'étale de façon continue au pied de l'édifice montagneux principal et autour des massifs-îles mais sur une largeur bien moindre qu'au sud. Tous ces glacis ne portent que des sols jeunes sans indices d'altération chimique. Seuls, les glacis de sables grossiers développés entre les massifs Tchéré, Mikiri et Douggour, présentent des sols minces qui montrent un début de rubéfaction donc d'évolution vers les sols ferrugineux (SÉGALEN, 1962).

Il serait donc possible de raccorder les glacis de Tchéré à ceux du sud des monts Mandara dont les sols ont évolué selon la même pédogenèse. Ailleurs, tous les glacis sont apparemment récents ou, peut-être, des glacis anciens tellement érodés qu'ils ont perdu toute trace d'évolution ancienne en surface. Ce rajeunissement tient, peut-être, à la forte activité actuelle et passée de l'érosion sur tous ces glacis en bas de grands abrupts montagneux. C'est notamment le cas des glacis autour de la plaine de Koza parfois découpés par les ravines en « badlands » recouverts de sables et de graviers libres.

Au sud de la région, d'autres glacis entourent aussi les plateaux gréseux du Tinguelin. Comme ils sont constitués de matériaux plus fins qu'à partir des roches du socle, ils ont tendance à s'étaler davantage. Le degré d'évolution des sols qui les recouvrent permet de différencier à nouveau les glacis récents au nord du plateau et les glacis anciens dont les sols sont déjà ferrugineux. Comme pour les grès des entablements du plateau, les glacis en contrebas se caractérisent par le développement rapide d'un encroûtement de la frange altérée. Ainsi la carapace

ferrugineuse apparaît-elle à 50 cm de la surface sur le glacis à l'ouest du Tinguelin (HUMBEL, BARBERY, 1974).

Ce cuirassement limité prend une toute autre extension au sud de la Bénoué. Dans la région, on n'observe nulle part ailleurs de glacis induré. Il en résulte des conditions d'utilisation privilégiées par rapport au sud de la Bénoué.

### ***Les plaines intérieures***

Les glacis se raccordent en aval de façon progressive à des terrasses fluviales. Comme la limite entre les deux unités est difficile à tracer, on a souvent affaire à des « glacis-terrasses » développés sur des matériaux détritiques hétérogènes colluvio-alluvionnaires. Les petites plaines intérieures aux monts Mandara permettent de décrire quelques exemples de passage de colluvions aux dépôts alluvionnaires.

Les plaines de Tokombéré et de Warba, individualisées au-devant de l'abrupt des monts Mandara par des massifs isolés, illustrent un comblement alluvial relativement simple. Le passage est régulier des colluvions grossières périphériques aux alluvions déposées au centre des plaines. Dans la plaine de Tokombéré, des alluvions relativement anciennes sur lesquelles se sont développés des sols salés compacts se distinguent d'alluvions récentes argilo-sableuses comprenant seulement un horizon humifère épais (40 cm). La nappe phréatique n'est qu'à 1,20 m du sol, au centre de la plaine parsemée de grands *Acacia albida*. Ces deux petites plaines s'ouvrent largement sur la grande plaine du Diamaré. Des placages d'argiles noires d'origine lacustre marquent le passage du piémont à cette autre unité morphologique.

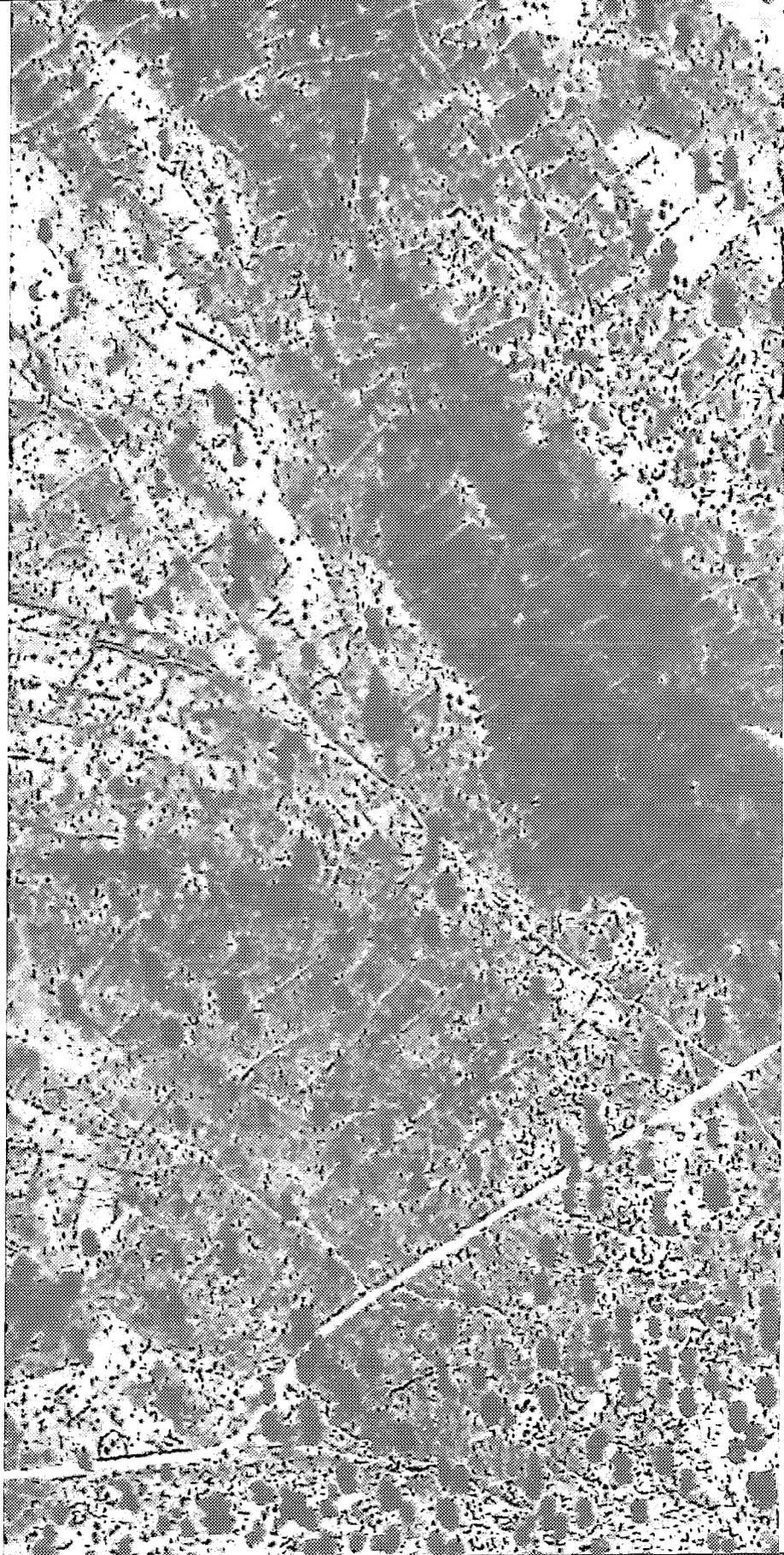
Les massifs Mofou insèrent presque complètement la plaine de Gawar au centre des monts Mandara. Un glacis étroit de colluvions d'arènes granitiques borde en liseré les massifs encadrants puis passe rapidement à des alluvions qui tapissent toute la plaine. Plusieurs séries d'alluvions sont disposées en terrasses le long du *mayo Louti* qui draine la plaine de part en part.

Sur les lambeaux d'alluvions les plus anciennes, les sols ont subi une évolution ferrugineuse marquée par une faible rubéfaction. La majeure partie des alluvions anciennes, qui constituent le plancher de la plaine, ne portent pourtant pas de sols évolués. La puissance des alluvions dépasse 10 mètres par endroits. Le matériel alluvial est très grossier avec des lits de cailloux et graviers entremêlés et, par endroits, des niveaux de blocs atteignant la taille d'une tête d'homme (SIEFFERMANN, MARTIN, 1963).

Des placages d'argiles noires se dispersent un peu partout dans la plaine mais surtout dans sa partie la plus fermée. Il est probable qu'elles se sont déposées en conditions semi-lacustres sur les alluvions anciennes. Contrairement à la plaine de Tokombéré, les alluvions récentes sont d'extension très limitée.

Toutes ces séries alluvionnaires se trouvent attaquées par l'érosion actuelle. Le *mayo Louti* creuse son lit dans des épaisseurs considérables d'alluvions. Vers la sortie de la plaine, l'érosion est catastrophique, d'après SIEFFERMANN et MARTIN (1963). Elle atteint aussi les placages d'argiles noires, entraîne l'argile des horizons de surface qui deviennent franchement sableux. Les argiles noires typiques ne se trouvent plus qu'en profondeur. Parfois l'argile est complètement évacuée du profil. Il ne subsiste plus que des nodules calcaires reposant directement sur les alluvions grossières (SEGALEN, VALLERIE, 1963). Il est probable que les argiles noires recouvraient autrefois une surface beaucoup plus importante qu'aujourd'hui.

La plaine de Koza au nord des Monts Mandara est un peu symétrique de celle de Gawar. Ici aussi, les alluvions en provenance des montagnes tapissent le plancher



de la plaine. Mais, plus ouverte vers les grandes plaines, elle ne comporte presque pas de dépôts purement argileux.

Les glacis de colluvions ceinturent la plaine juste au pied des montagnes. Les colluvions sont constituées de matériaux grossiers : cailloux, graviers et sables en abondance. Ils s'étalent surtout au « fond » de la plaine, de part et d'autre de Koza, sur plusieurs kilomètres de large. Une partie de ces matériaux est reprise en charge par les cours d'eau qui alluvionnent au centre de la plaine.

La répartition des alluvions dans la plaine de Koza suit presque un schéma géométrique. Deux épandages d'alluvions anciennes avec des sols évoluant vers les sols salés (halomorphes), encadrent des alluvions récentes au milieu. Là convergent les principaux cours d'eau descendus du rebord montagneux. Toute une gamme d'alluvions s'y succèdent selon leur granulométrie. Les alluvions de sables grossiers se disposent en périphérie tandis que les alluvions sableuses fines à limono-sableuses occupent la majeure partie de la zone alluvionnaire actuelle où la pente varie de 1 à 2%. Elles passent par transitions, à l'aval, à des alluvions plus argileuses mais d'étendue limitée.

Sous les alluvions sableuses du centre de la plaine, des argiles se repèrent vers un mètre de profondeur. Plutôt qu'à un lessivage actuel des horizons supérieurs, elles proviendraient d'un alluvionnement ancien à tendance lacustre (DURY, 1965). Quant aux alluvions voisines des cours d'eau, elles se caractérisent par l'hétérogénéité de leurs profils, montrant des alternances répétées de matériaux grossiers et fins (SEGALEN, VALLERIE, 1963).

La nappe phréatique n'est jamais très loin de la surface du sol au centre de la plaine. Avec les alluvions meubles, elle favorise le développement d'une végétation de grande taille : d'énormes *Acacia albida*, des *caillédrats* accompagnés d'*Anogeissus leiocarpus* et de *Terminalia* divers. L'érosion, moins spectaculaire qu'au centre de la plaine de Gawar, est cependant à craindre dans ces alluvions fragiles : rabotage en surface par les lames d'eau, attaque des berges mal consolidées par les crues.

Tous ces phénomènes paraissent donc communs aux piémonts, avec une gravité plus ou moins accentuée. Il ne semble pas que des glacis de colluvions soient en cours de formation. Ce seraient des formes héritées, subissant un décapage et un démantèlement plus ou moins avancé. Que l'agressivité actuelle de l'érosion provienne d'une nuance plus humide du climat tropical, cela est possible sans être toutefois certain. L'activité du creusement des rivières du bassin de Bénoué n'en reste pas moins plus intense que celles du bassin tchadien. Il ne faut donc pas écarter l'influence des deux niveaux de base différents pour rendre compte de l'érosion plus forte des piémonts au sud des monts Mandara.

## LES PLAINES

Malgré leur originalité géomorphologique, les piémonts couvrent des superficies modestes par rapport aux plaines. Des dénivellations très faibles par rapport aux milieux précédents ne veulent pas dire que les plaines soient uniformes. La région en juxtapose, en effet, plusieurs types : plaines sur socle ou plaines

---

1. Un piémont. Petites stries de rideaux anti-érosifs perpendiculaires à la pente du piémont, parcellaire lanieré parfois souligné par d'autres lignes de touffes d'herbes, parc d'*Acacia albida* plus dense à la retombée du massif ouldémé. Mission IGN : AE 200/125, n° 127. Agrandissement à l'échelle 1/3 000 (Cliché LA. 94, CNRS).

sédimentaires et, parmi celles-ci, plaines de comblement ancien ou récent, soit uniquement alluvial ou alluvial avec remaniement éolien, soit lacustre.

Comme ces types de relief s'imbriquent souvent dans l'espace, il est préférable de les regrouper par grands ensembles : les plaines du bassin de la Bénoué, celles du bassin tchadien et la pénéplaine médiane aux deux bassins.

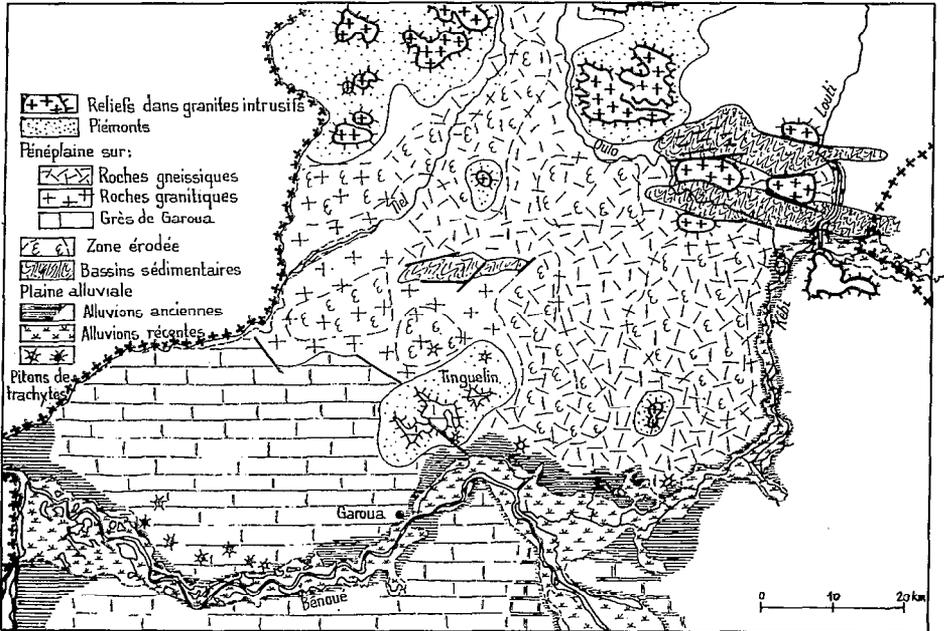
**Les plaines du bassin de la Bénoué (fig. 7)**

Des piémonts au sud des monts Mandara à la Bénoué, l'altitude s'abaisse de façon progressive de 500 à moins de 200 mètres, ce qui donne une pente moyenne de 0,4%. C'est un paysage de plaine correspondant à ce que SEGALIN (1967) appelle la surface d'aplanissement récente de la Bénoué. D'après la nature du substratum, aux plaines sur roches dures s'oppose la plaine alluviale de la Bénoué.

Les plaines sur roches dures s'étalent à peu près en continuité topographique sur le socle et sur les grès à l'ouest de Garoua. Comme les versants entre talwegs et sommets d'interfluve présentent quand même une pente sensible, il s'agit plutôt d'une pénéplaine.

La pénéplaine sur socle se développe dans des granites mais surtout des gneiss (ectinites et migmatites). De petits inselberg d'intrusions granitiques la dominent, de même que les tables de grès du Tinguélin.

Cette pénéplaine comprend aussi trois petits synclinaux comblés de dépôts au Crétacé puis épargnés par l'érosion. Les mêmes phases sédimentaires s'y sont succédées : d'abord des grès qui donnent de petites barres dans le relief, puis des épaisseurs considérables (700 à 800 mètres) de roches plus tendres, schistes et marnes, qui se traduisent par des dépressions. Par l'abondance des failles qui compliquent leur structure, ces creux sédimentaires tiennent autant à des fossés



**Fig. 7 Le bassin nord de la Bénoué**

tectoniques qu'à des plissements en synclinaux. Des reliefs de granites intrusifs séparent les deux synclinaux de l'est, traversés en surimposition par le cours du mayo Louti. Sur les dépressions marneuses se développent surtout des sols argileux lourds qui contrastent avec l'ensemble des sols de la pénéplaine.

Les affleurements du socle, arasés en pénéplaine, présentent dans le détail un modelé tourmenté. Des « champs de cailloux » surmontent souvent des sols minces comprenant uniquement un horizon humifère au-dessus de la roche désagrégée. Il semble que l'intensité de l'érosion ne laisse pas aux sols le temps de s'approfondir et de se différencier. Malgré une pente moyenne à faible, la plus grande partie des eaux de pluie ruisselle. Le réseau hydrographique, aux mailles serrées, s'inscrit dans la roche. A part les mayo Tiel et Louti, les rivières n'alluvionnent pas.

Le paysage de zones érodées presque planes domine dans tout le centre de la plaine. Mais il n'est pas continu. Des zones pierreuses, où la roche sub-affleure, voisinent avec des poches où des sols argileux atteignent 10 mètres de profondeur (SIEFFERMANN, 1964). La végétation, d'affinités soudaniennes, est surtout arbustive avec seulement quelques arbres comme *Daniellia oliveri* et *Boswellia*.

Les grès de Garoua constituent le soubassement de la pénéplaine à l'ouest, seulement troués par quelques pitons de trachytes près de la Bénoué. La pénéplaine prend ici un aspect très différent, caractérisé par de vastes interfluves convexo-concaves mal drainés. Les grès affleurent en dalles au sommet d'interfluves mais rarement dans les vallées. Des atterrissements de sables empâtent les versants et les fonds de vallées sur plusieurs mètres, adoucissant un modelé ancien plus accidenté. Les parties bien drainées, coiffant les interfluves, présentent des sols ferrugineux avec lessivage du fer et de l'argile (HUMBEL, BARBERY, 1974). Ces sols présentent une grande perméabilité dans l'ensemble de leur profil. Même dans cette unité, l'érosion peut être agressive, se manifestant par les griffes de ravines sur les versants.

Toute la pénéplaine sur roches dures au nord de la Bénoué est donc affectée par les effets de l'érosion. Il semble que s'y étale un large front d'érosion régressive qui attaque et remodèle un paysage ancien à plus amples ondulations. Actuellement s'y substitue un paysage en cours de dissection.

Malgré les placages d'argiles en bas de versant, les sols sableux sur grès de Garoua avantagent l'infiltration sur le ruissellement. La grande porosité de ces sols n'est pas un avantage pour les activités agricoles mais elle assure l'alimentation d'une nappe phréatique contenue dans les grès sous-jacents sur une très grande épaisseur.

La surface d'aplanissement au nord de la Bénoué s'est établie à partir du niveau de base de l'axe Bénoué-Kébi. Ces deux rivières coulent dans de larges plaines alluviales dont l'épaisseur de remblaiement dépasse 50 mètres à leur confluence.

Le mayo Louti rejoint le Kébi à la frontière du Tchad au milieu d'une large plaine inondable alors qu'il creuse ses alluvions en profondeur dans tout son cours amont. D'abord large de 2 km en moyenne, la vallée du Kébi s'élargit en aval jusqu'à atteindre 13,5 km à sa confluence avec la Bénoué. Les deux rivières se sont taillées de larges vallées dans les grès tendres de la Bénoué. En aval de cette confluence, la vallée de la Bénoué se calibre de façon plus étroite et plus régulière entre 4 et 7 kilomètres de large dans les grès de Garoua plus durs.

Deux unités bien distinctes s'individualisent dans la vallée de la Bénoué et du Kébi : une plaine alluviale actuelle correspondant au lit majeur, encadrée de part et d'autre par de hautes terrasses continues.

Les terrasses proviennent d'un premier comblement alluvial au Quaternaire qui, selon SIEFFERMANN (1964), serait à raccorder avec les terrasses d'alluvions anciennes observées le long de certains cours d'eau du piémont des monts Mandara (terrasses de Douroum). Des sondages récents dans ces terrasses indiquent en fait plusieurs

phases d'alluvionnement (TILLEMENT, 1970). Une couche inférieure épaisse (20 à 30 mètres) d'argiles verdâtres avec des bancs de sables grossiers fait place ensuite à des argiles franches contenant quelques lentilles de sables. Cet alluvionnement correspondrait à un colmatage généralisé du réseau d'écoulement, de type sahélien (GAVAUD, RIEFFEL, MULLER, 1975).

Des sables se sont déposés en dernier lieu sur les terrasses avec des épaisseurs de 2 à 5 mètres. D'après les auteurs précédents, ils traduiraient déjà une reprise d'écoulement suggestive d'un climat plus humide tandis que pour SIEFFERMANN (1964), ils proviendraient toujours d'un alluvionnement de période aride avec un niveau de base plus élevé que l'actuel.

Toujours est-il que l'entaille du lit majeur actuel dans les terrasses correspond à un changement climatique brutal ou à un affaissement rapide du niveau de base. Le talus de la terrasse domine maintenant la plaine inondable d'une dizaine de mètres mais il est possible que l'excavation dans les alluvions anciennes voisine 20 mètres. En effet, des alluvions actuelles se mettent en place et combent d'abord en partie le creux initial du lit majeur. Ces nouvelles alluvions comprennent en moyenne 3 à 4 mètres d'argiles reposant sur des sables. Il est possible aussi que la base de ces alluvions actuelles appartienne encore à l'ensemble des alluvions anciennes.

La surface des terrasses présente un modelé confus édifié par un ancien alluvionnement (bourrelets, chenaux) mais aplani depuis lors et guère reconnaissable. Les sols sableux de ces terrasses portent une végétation d'épineux et de palmiers doum qui se localisent ici à leur situation la plus méridionale. Des dépressions irrégulières, des buttes isolées accidentent le bord de la terrasse au-dessus de la plaine inondable.

Emboîtée dans le remblai ancien, la plaine inondable de la Bénoué est calibrée à une largeur constante de 4 km depuis la confluence du Kébi jusqu'à celle du Faro qui marque un nouvel élargissement. La Bénoué édifie dans cette plaine des formes d'alluvionnement typiques d'une grande rivière tropicale.

A partir du lit mineur se succèdent les étroits bourrelets de berge puis les levées plus larges s'inclinant vers les plaines de débordement formées d'argiles limoneuses. Des cuvettes de décantation où se déposent des argiles pures occupent les dépressions les plus basses de la plaine alluviale. Des formes de défluence perturbent cette succession régulière d'éléments alluvionnaires : deltas de rupture de berge qui déchargent brutalement des sables grossiers du lit mineur dans les dépressions de bas-côtés, chenaux de défluence plus longs qui aboutissent aussi à des deltas de dépôts limoneux sur la plaine. Les petits affluents buttent contre l'alluvionnement de la Bénoué à leur débouché dans la plaine et y édifient de petites plaines inondables. Quant au delta du Kébi, il a sans doute perturbé l'alluvionnement de la Bénoué elle-même. Le modelé de remblaiement du Kébi est identique à celui de la Bénoué, avec les mêmes matériaux mais quelques particularités de distribution (GAVAUD, RIEFFEL, MULLER, 1975).

Le paysage de la plaine inondable tire aussi son originalité de ses savanes herbeuses. Quelques lambeaux de forêts-galeries subsistent sur les levées mais les plaines atteintes de façon régulière par l'inondation portent une grande savane à Andropogonées. Cette savane inondée se couvre par endroits de fourrés épineux de *Mimosa asperata*, en particulier autour des dépressions d'arrière-berges. Des prairies flottantes d'*Echinochloa stagnina* et de *Leersia* couvrent les mares puis retombent sur le sol quand elles s'assèchent.

L'environnement très particulier de la plaine inondable ordonne les sols en séquences régulières, des levées aux dépressions latérales. Se succèdent ainsi, des sols alluviaux meubles et humifères sur les bourrelets et levées, puis des planosols, sols montrant une nette différenciation de l'argile en profondeur selon une limite

brutale de texture et de consistance. Ils font transition avec un cortège de sols argileux lourds : argiles noires des plaines (vertisols), argiles grises (sols hydromorphes à pseudo-gley), puis argiles bleues et noires (gley) où l'engorgement d'eau est permanent (GAVAUD, RIEFFEL, MULLER, 1975).

Dans ce milieu particulier, la durée d'engorgement en eau des sols, leur compacité et leur durcissement à l'émersion deviennent des conditions naturelles difficiles à surmonter pour une mise en valeur agricole. Mais le plus lourd handicap pour la plaine inondable est l'absence de maîtrise de l'eau.

### La pénéplaine à inselberg (fig. 8)

Au-delà des synclinaux sédimentaires de mayo Oulo et Figuil, la surface d'aplanissement de la Bénoué se prolonge sans discontinuité topographique au nord par la pénéplaine médiane aux deux bassins. Celle-ci correspond à un bombement du socle presque complètement arasé puisqu'il n'atteint que 420 mètres. Comme une dizaine de pitons le dominant de 200 à 400 mètres, entre le mayo Louti et Kaélé, on l'appelle la pénéplaine à inselberg de Kaélé.

Cette unité morphologique passe de façon insensible au nord et à l'est aux plaines de comblement récent du bassin tchadien. Elle se raccorde à l'ouest aux monts Mandara par le pédiment de Mousgoy et le glacis de Bosoum au-delà du mayo Louti. Au sud, le verrou montagneux discontinu des massifs intrusifs encadrant les synclinaux sédimentaires, la sépare donc du bassin de la Bénoué, tandis que la frontière tchadienne en soustrait toute la partie méridionale.

C'est une pénéplaine sur socle. Le soubassement comprend une succession de bandes de roches métamorphiques parallèles, toutes arasées. A l'ouest, la vallée du mayo Louti est ouverte dans des gneiss granitisés (embréchites) qui forment aussi

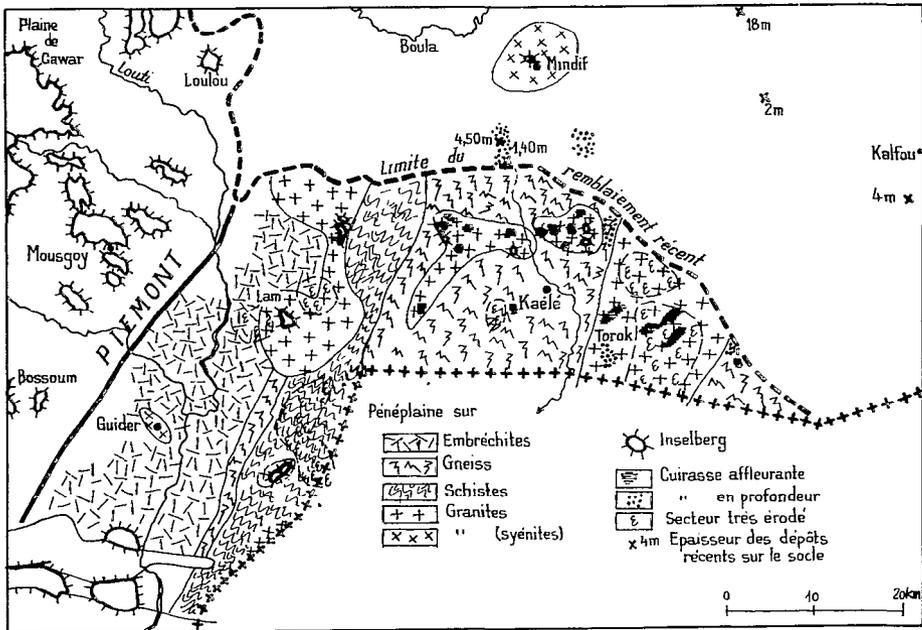


Fig. 8 La pénéplaine de Kaélé

toute la bordure sud-est des monts Mandara. La série vulcano-schisteuse de Maroua se poursuit ici sans se manifester dans le relief. Elle est encadrée par deux bandes de gneiss de largeur très inégale. Celle de l'est, large d'une trentaine de kilomètres, constitue le substratum de tous les environs de Kaélé. La pénéplaine cristalline se poursuit à l'est par la croupe de Torok : un dos à courbure légère de granites arasés, partiellement ennoyés sous les sables anciens, où les affleurements du socle sont très rares et altérés (DUMORT, PERONNE, 1966).

La pénéplaine cristalline s'ennoie sous les dépôts quaternaires de la plaine tchadienne, alluvions argileuses au nord, sables anciens à l'est. Mais le socle reste encore très près de la surface à plus de 20 km de sa limite d'affleurement. Les cotes n'indiquent pas une inclinaison très régulière de son toit sous les dépôts tchadiens. Le pic de Mindif est un pain de sucre taillé dans un granite intrusif (syénite) qui forme à cet endroit une coupole partiellement arasée et ennoyée sous les sables anciens. Plus au nord, le socle affleure encore au milieu de la plaine de comblement en un dôme surbaissé, couvert d'arènes granitiques issues de la roche sous-jacente.

Au bombement du substratum de la pénéplaine ne correspond pas tout à fait, en surface, la ligne de partage des eaux entre le bassin tchadien et celui de la Bénoué. Les têtes de rivières du bassin de la Bénoué sont décalées au nord de l'axe structural, sans doute par suite d'une érosion régressive active, commandée par un niveau de base plus affaîssi. Les petites rivières qui se dirigent vers le nord n'entaillent guère le substratum tandis que celles du sud sont assez encaissées. Ceci, joint au caractère souvent argileux et peu perméable des sols, provoque un fort ruissellement et une dissection importante le long de toutes les rivières du plan sud.

Il existe une relation souvent vérifiée entre la roche-mère et les sols. Sur les schistes se développent soit des sols rocailleux érodés, soit des sols rouges très argileux. Les sols rocailleux correspondent souvent à l'affleurement de petites arêtes déchiquetées (VALLERIE, 1964). La végétation consiste en une savane arbustive très dégradée par l'érosion avec la présence caractéristique de *Boswellia*. Les sols rouges très argileux s'étendent dans un paysage plan avec des pentes faibles à moyennes.

Les roches granitiques sont acides et alcalines. Elles donnent facilement naissance à des sols ferrugineux ou à des sols gris salins (MARTIN, 1963). La plupart des affleurements de granites intrusifs dans la pénéplaine portent des sols ferrugineux bien que la réciproque ne soit pas vraie. Autour de tous les inselberg s'étalent de tels sols qui montrent en profondeur des concrétions pouvant aller jusqu'au cuirassement. Des cuirasses plus ou moins démantelées en arrivent à former une auréole au pied des principaux inselberg. Ces cuirasses sont parmi les plus septentrionales que l'on connaisse.

La plupart de ces sols ne sont pas de formation actuelle. Ils supposent un climat plus humide (MARTIN, 1963). D'après DUMORT et PERONNE (1966), les lambeaux de cuirasses de Kaélé dateraient de la fin du Tertiaire (Continental Terminal). D'autres cuirasses affleurent à nu sur les granites de Torok, recouvertes d'une végétation forestière. Mais ces granites portent surtout des sols gris très voisins des sols halomorphes.

Sur les sols halomorphes ne pousse qu'une végétation peu dense et peu caractéristique avec l'ubiquiste *Anogeissus leiocarpus* mais surtout, *Balanites aegyptiaca* et *Lannea humilis*. Au contraire, beaucoup d'espèces soudaniennes correspondent aux sols ferrugineux au pied des inselberg : le karité, *Anona senegalensis* et *Boswellia dalzielii*. Les sols gris de Torok sont souvent dépourvus de toute végétation comme les « hardé » et l'érosion en nappes y rabote tous les horizons superficiels.

Les particularités de ces sols facilitent beaucoup l'efficacité de l'érosion. Le mince

horizon de surface, légèrement humifère, ne présente qu'une faible résistance à l'érosion lorsqu'il n'a pas de couvert végétal. Quant à l'horizon sous-jacent, les argiles qui le composent se dispersent facilement dans l'eau. « C'est littéralement par liquéfaction de cet horizon que les têtes de cours d'eau s'attaquent à ce type de sol » (SIEFFERMANN, 1963).

Les roches gneissiques sont plus basiques que les granites, ce qui oriente la formation des sols vers les argiles foncées tropicales (vertisols). Ces argiles, du type montmorillonites, se caractérisent par leur couleur et la présence de fentes de retrait en saison sèche, dues à leur propriété d'être très gonflantes pendant les pluies. La texture et la couleur restent constantes dans tout le profil du sol. Cela provient du brassage continu des éléments par les larges fentes de retrait. Sur ces argiles lourdes, la végétation diffère fortement de celle des sols précédents. Les Acacias dominent nettement avec quelques *Balanites aegyptiaca*, montrant donc des affinités déjà sahéliennes.

A ce schéma, la répartition des argiles noires sur la pénéplaine gneissique apporte quelques nuances (fig. 9).

Les larges niveaux de la pénéplaine, en continuité topographique avec les pédiments autour d'inselberg, ne portent pas les argiles noires décrites ci-dessus mais un faciès dégradé. Il se différencie en particulier par un horizon supérieur assez sableux et acide. Les argiles typiques ne se rencontrent que localement, sur des niveaux un peu déprimés de la pénéplaine.

Par ailleurs, sur les pentes de raccord de ces niveaux plans aux vallées, se trouvent des argiles encore plus dégradées. La baisse du taux d'argile et de limons dans l'horizon supérieur y devient encore plus nette, s'accompagnant d'une augmentation des teneurs en sables grossiers et graviers. Le sol peut être acide dans tout le profil. Ces particularités se traduisent par une végétation un peu différente. Aux Acacias se joignent *Anogeissus leiocarpus* et *Sclerocarya birrea*.

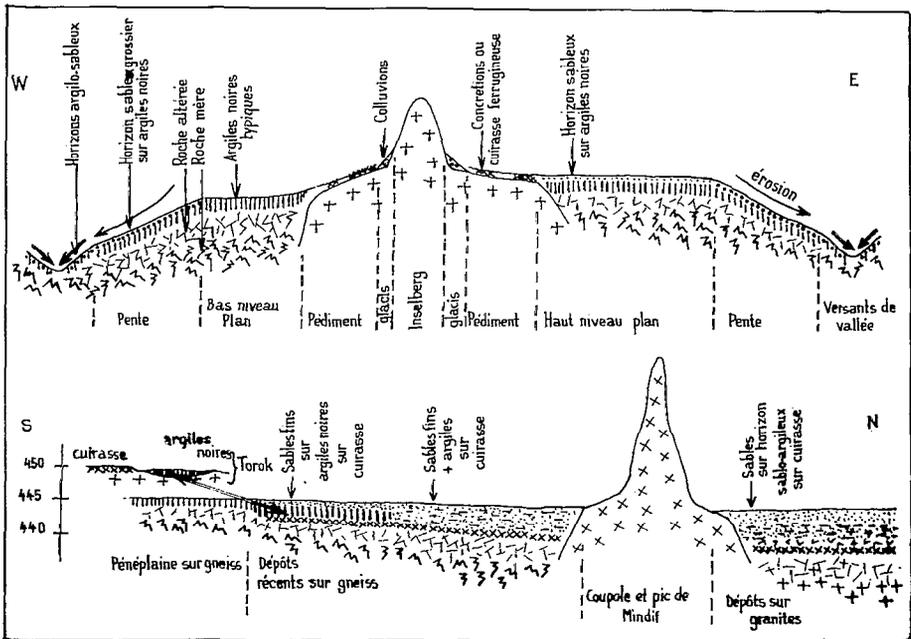


Fig. 9 Deux coupes schématiques de la pénéplaine

L'horizon sableux du dernier groupe de sols provient de l'érosion, favorisée ici par la pente. Elle évacue facilement argiles et limons, remaniant ainsi l'horizon supérieur, tandis que les horizons en profondeur restent argileux massifs. Il est plus difficile de faire intervenir le même phénomène pour rendre compte du faciès dégradé des hauts niveaux de la pénéplaine.

MARTIN (1963) explique leurs particularités par une formation plus ancienne, sous un climat analogue à l'actuel. Ils auraient ensuite connu un climat plus humide qui aurait commencé à les « détruire » : destruction d'une partie de la montmorillonite remplacée par de la kaolinite ou de l'illite, acidification du profil. Le retour à un climat plus sec n'aurait pas permis aux sols de retrouver entièrement leurs propriétés antérieures.

Les argiles typiques des niveaux plus bas se formeraient, avec le climat actuel, sur des surfaces plus récentes de la pénéplaine. Il est possible que les sols ferrugineux voisins datent de l'épisode climatique plus humide.

Les différences de faciès des argiles noires ne présentent pas seulement un intérêt scientifique. Elles se manifestent par des possibilités de mise en culture et de plantes cultivées très différentes.

Comment s'effectue le contact socle-bassin tchadien ? Aucune dépression périphérique nette ne le souligne dans le relief. Les dépôts récents sont plaqués en biseau sur la pénéplaine cristalline. Entre la pénéplaine et le pic de Mindif, le socle sous-jacent aux dépôts est recouvert d'une cuirasse latéritique bien conservée à une profondeur variable. Au-dessus de cette cuirasse se sont mis en place des apports argileux alluviaux et sableux éoliens parfois imbriqués, parfois nettement séparés (MARTIN, 1963).

Les apports argileux se traduisent par des sols argileux noirs à faciès dégradé comparable à celui des hauts niveaux de la pénéplaine et probablement, à la suite de la même histoire climatique. Mais ici, les apports postérieurs de sables fins éoliens ont aussi contribué à la dégradation de leur profil argileux supérieur.

SIEFFERMANN (1963) pense que le dépôt argileux sur cuirasse fossilisée, observé en bordure de la cuvette tchadienne, est d'origine lacustre. Il a repéré les mêmes argiles sur le dos cristallin de Torok près d'anciennes cuirasses démantelées. Sur ce bombement du socle, les cuirasses auraient été mises à nu et auraient subi un démantèlement intense avant que ne se produise un recouvrement lacustre. Le dépôt lacustre aurait lui-même été raclé, par la suite, de la surface de la pénéplaine mais conservé à la périphérie. Les témoins lacustres engagent donc à supposer une extension ancienne considérable du lac Tchad.

### ***Le bassin tchadien : du socle au cordon sableux***

La partie méridionale du bassin tchadien est parcourue de part en part par un grand cordon sableux qui marque le rivage d'un ancien lac Tchad. Ce cordon divise les plaines en deux ensembles : la plaine du Logone à « l'extérieur » du cordon et les plaines comprises entre ce cordon et les monts Mandara ou la pénéplaine sur socle (fig. 3). On appelle parfois celles-ci, plaines de « Piémont » au sens large du terme (DUMORT, PERONNE, 1966 et TILLEMENT, 1970).

Dans un passé assez récent, ces plaines n'étaient que la prolongation de la pénéplaine sur socle de Kaélé. Mais, à la différence de cette dernière, elles sont parcourues par un réseau important de grandes rivières qui dévalent des monts Mandara. Descendues dans les plaines et se heurtant à la barrière du cordon littoral, elles déposent alors quantité de matériaux. Elles ont fini par envoyer la pénéplaine cristalline sous-jacente. D'où l'appellation de plaines de piémont.

Mais il faut signaler aussi que leur comblement n'est pas uniquement d'origine

alluviale. Avant de percer le cordon sableux, les grandes rivières alimentaient des lagunes où se produisait une sédimentation en milieu confiné. Au sud de ces plaines, l'ennoyage du socle provient surtout de sables éoliens ou à remaniement éolien. Du nord au sud, se juxtaposent ainsi des plaines de comblement différent : plaine argilo-sableuse de Mora, plaine argileuse du Diamaré, plaines sableuses de Kalfou et du Bec de Canard.

La grande planité du relief s'impose comme le caractère commun à toutes ces plaines. Partout la pente est faible et, par endroits, quasi-nulle. Dans ce cas, il en résulte un mauvais drainage et des sols engorgés d'eau une partie de l'année. La planité du relief, par ses conséquences hydrologiques, devient le facteur déterminant de l'occupation du sol.

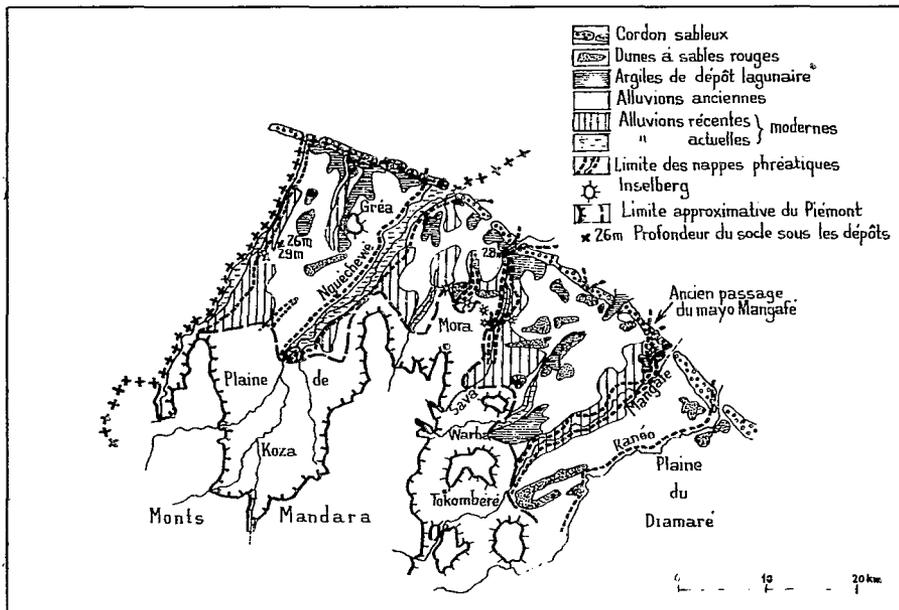


Fig. 10 La plaine de Mora

LA PLAINE DE MORA (fig. 10)

Comprise entre le nord des monts Mandara et le cordon littoral d'un ancien lac Tchad, elle s'apparente, plus que les autres, à une plaine de piémont.

Le passage du piémont, tel qu'on l'a défini, à la plaine de comblement s'effectue de manière insensible, alors que les montagnes dominant le tout par une rupture de pente majeure. Mais sur le piémont, la couverture de matériaux meubles n'atteint que quelques mètres d'épaisseur alors que, plus loin en plaine, elle dépasse toujours 10 mètres.

Le toit du socle sous la plaine de Mora s'abaisse de façon à peu près régulière avec l'éloignement de l'abrupt montagneux. Une courbure en dôme l'amène cependant au ras du sol aux environs de Kolofata, dans le prolongement de l'arête montagneuse située à l'ouest de Mora. D'autre part, il réapparaît soit sous la forme d'inselberg dominant brutalement la plaine, soit sous celle de chaos granitiques peu importants. Le rocher de Gréa, l'inselberg le plus grand de la plaine, est formé

de granites intrusifs dont l'ennoyage alluvial cache le contact avec les roches encaissantes.

La surface de la plaine de Mora présente une pente régulière du piémont vers le cordon sableux, donc concordante à celle du socle sous-jacent. Mais cette pente est plus faible, c'est-à-dire que la puissance des dépôts augmente lentement vers le cordon, où elle atteint entre 30 et 40 mètres (Limani). Au nord de Mora, le socle affleurant par un pédiment, se rapproche le plus près du cordon. Mais plus loin, sa pente sous la plaine devient rapide puisque les dépôts passent à 30 mètres d'épaisseur sur une distance de seulement 10 kilomètres. A la frontière du Nigéria, ils n'atteignent cette épaisseur qu'après 30 kilomètres.

La majeure partie des matériaux meubles provient des monts Mandara, acheminés par les grandes rivières qui en descendent ou les systèmes d'écoulement qui les ont précédées. L'augmentation de la puissance du recouvrement tient d'abord à une pente de plus en plus faible qui diminue d'autant la capacité de charge des cours d'eau. Ils alluvionnent donc de plus en plus. Sur des alluvions de plus en plus épaisses, le volume d'infiltration au fond du lit augmente en proportion. Comme ces cours d'eau ne reçoivent pas d'apports nouveaux dans la plaine, leurs débits diminuent d'amont en aval.

Certains se perdent au milieu de leurs alluvions dès la plaine de Mora (mayo Kourgui). D'autres ne franchissent le cordon sableux que pour se perdre juste au débouché. Le mayo Sava dont le lit atteint 25 mètres de large à Aïssa Hardé, n'en a plus que 5 lors de sa traversée du cordon (TILLEMENT, 1970). Son cours n'est pas stabilisé sur une partie de la plaine. Au nord de Ganay, ses eaux coulent à fleur de sol avant de retrouver un lit encaissé dans les argiles lagunaires situées plus en aval.

Le tracé de beaucoup de rivières, en particulier du mayo Nguéchéwé, ne correspond pas en profondeur à des creux dans le toit du socle. Il est donc probable que les systèmes d'écoulement anciens ont connu beaucoup de déplacements latéraux sur la surface de remblaiement.

Une série de sondages récents, pour la recherche de l'eau, donnent des indications concernant la nature du remblaiement ancien (TILLEMENT, 1970). Il s'agit de dépôts très hétérogènes, le plus souvent argileux avec des intercalations de sables à granulométrie très variable. Sous le mayo Nguéchéwé, les sondages ont presque uniquement traversé des sables. Toute corrélation de niveaux entre les sondages s'avère impossible, ce qui confirme le déplacement latéral continu des cours d'eau.

Le remplissage de la plaine par les dépôts devait s'effectuer selon une série d'épandages en éventails sur lesquels divaguaient les cours d'eau. D'autre part, les sondages révèlent une couverture superficielle quasi-générale d'argiles franches. Il est probable qu'elle provient de la mise en place du cordon bloquant l'évacuation des eaux de la plaine et établissant un mode de sédimentation en milieu lagunaire (1).

Plus tard, les cours d'eau principaux ont réussi à percer le cordon et à vidanger les lagunes dont il ne reste plus que quelques mares résiduelles. Ils ont encaissé leur lit dans les argiles et en ont déblayé une partie.

(1) D'après MARTIN (1961), le grand « Karal » bordant à l'ouest le mayo Nguéchéwé est constitué d'argiles noires qui « se sont vraisemblablement formées sur gneiss, bien qu'on observe rarement la roche-mère dans les profils même profonds ». Les sondages récents ont rencontré le toit du socle à plus de 10 mètres de profondeur. Ceci indiquerait une origine lagunaire à ces argiles. D'après la configuration du toit du socle, le mayo Nguéchéwé devait s'écouler autrefois plus à l'ouest où il rejoignait le mayo Kerawa. Il alluvionnait de façon intense dans ce secteur, laissant une dépression inondée entre ses remblais et le socle sub-affleurant à l'est. Plus tard, il établit son tracé dans cette zone déprimée au milieu des argiles noires.

La répartition des sols dans la plaine de Mora permet de déduire les modalités de mise en place récente des dépôts superficiels.

Des dunes de sables rouges, toutes orientées SW-NE, se dispersent dans la plaine. Les sables fins d'origine éolienne portent des sols très évolués leur donnant une couleur rouge caractéristique. Leur mise en place est donc ancienne. Ces dunes sont peut-être les restes d'un ancien erg ennoyés par les dépôts plus récents. Elles témoigneraient d'une ancienne phase climatique aride suivie d'un épisode plus humide responsable de leur rubéfaction (PIAS, 1970). Les dunes dominent la plaine de Mora de quelques mètres et s'accrochent souvent à des affleurements du socle.

D'après l'évolution des sols sur les alluvions, il est possible de distinguer trois séries. Les alluvions anciennes, argilo-sableuses, portent le plus souvent des sols à tendance halomorphe. Elles s'étalent sur tous les interfluves mais surtout en bordure du Diamaré. Sur ces alluvions, aux sols stériles, ne pousse qu'une végétation discontinue, caractérisée par *Acacia seyal*, *Lansea humilis*, *Balanites aegyptiaca*, espèces sahéliennes.

Sur les alluvions récentes ne se développent que des sols peu évolués. Elles se répartissent en larges zones d'épandage, à peu près indépendantes des rivières actuelles. La texture des dépôts différencie des séries sableuses et sablo-argileuses mais sur la carte, elles sont souvent imbriquées les unes dans les autres (MARTIN, 1961). La végétation est nettement plus dense sur ces alluvions avec des espèces communes aux alluvions anciennes et de nouvelles comme *Anogeissus leiocarpus*, *Terminalia macroptera* et des *Combretum*. L'étalement des alluvions en épandage indique un mode de transport beaucoup plus diffus que l'actuel, correspondant sans doute à des conditions climatiques plus arides.

Les alluvions actuelles se localisent uniquement le long des grandes rivières de la plaine et témoignent d'un passage à un écoulement plus concentré. Le long de certaines rivières (Mangafé), elles se disposent à un niveau inférieur par rapport aux alluvions récentes. Sauf le long du mayo Nguéchéwé, elles ne forment que des bandes étroites le long des cours d'eau.

Il s'y développe une belle végétation, caractérisée par de grands *Acacia albida*, grâce à des sols meubles et profonds mais surtout à l'existence d'eau souterraine. En effet, des nappes de sous-écoulement, continues sous les principales rivières, correspondent à peu près à l'extension des alluvions actuelles. Par contre, les alluvions récentes et surtout anciennes en sont démunies, ce qui ne manque pas d'avoir des conséquences importantes pour le peuplement de la plaine.

#### LA PLAINE DU DIAMARÉ (fig. 11)

Vers le sud, la plaine de remblaiement s'élargit de façon progressive entre le cordon sableux et le piémont des monts Mandara. Le passage de la plaine de Mora à celle du Diamaré ne s'accompagne pourtant pas de grands changements dans le paysage.

La plaine du Diamaré s'étale donc du piémont et de la pénéplaine de Kaélé jusqu'au cordon. Comme celle de Mora, c'est une plaine d'accumulation de dépôts récents sur une pénéplaine développée dans des terrains métamorphiques et éruptifs. Mais la pente du toit du socle est beaucoup plus raide que sous la plaine de Mora et les inselberg, émergeant de l'ennoyage sédimentaire, deviennent beaucoup moins nombreux. Le socle s'enfoncé à plus de 70 mètres de la surface du

(1) Au sud de Zongoya, des affleurements de gneiss ne se manifestent par aucun relief. Ils sont arasés en continuité topographique avec le niveau de la plaine. Tout près, la série vulcano-sédimentaire de Maroua ne se traduit que par de petites collines à pentes douces couvertes de graminées. Mais la majeure partie des schistes de cette série est aussi arasée.

sol à 40 km à l'est de Maroua. Par contre, de Maroua à la pénéplaine de Kaélé, l'épaisseur des dépôts s'amincit en une fine pellicule.

Au sud du mayo Boula, le socle sub-affleure loin déjà en deçà de la limite de la pénéplaine de Kaélé (1). Entre les mayo Boula et Tsanaga, il apparaît à nouveau à Djoulgouf sous la forme d'un grand dôme ovale dont le relief émerge peu de la plaine. A l'est de ce dôme granitique, le socle s'abaisse de façon régulière selon une pente perpendiculaire à la direction du cordon sableux. Il ne réapparaît plus qu'au rocher de Balda complètement isolé dans la plaine de remblaiement. Un granite intrusif a édifié là, en travers du cordon, un inselberg qui domine les dépôts récents de 290 mètres.

Contrairement au toit du socle, la surface de la plaine du Diamaré est sub-horizontale avec seulement une pente de 0,2% entre les affleurements cristallins et le cordon. Comme dans la plaine de Mora, la puissance des dépôts augmente donc vers l'aval et pour les mêmes raisons. De grandes rivières débouchent à intervalles réguliers du piémont des monts Mandara et parcourent la plaine de part en part jusqu'au cordon. De la comparaison entre leur tracé et les ondulations du toit du socle, il résulte qu'elles coulent à l'aplomb de hauts fonds cristallins. Leurs interfluves actuels correspondent à des vallées fossiles de la pénéplaine sur le socle (TILLEMENT, 1970).

Ces constatations conduisent à supposer que le remblaiement doit peu aux cours d'eau actuels ou que leur déplacement latéral fut considérable. Même de nos jours, le réseau hydrographique n'est pas stabilisé. Il est probable que le mayo Boula longeait le cordon vers le sud avant de le traverser à une époque récente. SEGALEN (1962) signale un changement de tracé important du mayo Mangafé. MARTIN (1961) montre comment le même mayo s'est frayé un nouveau passage à travers le cordon alors que sa nappe de sous-écoulement continue à se déverser par l'ancien passage. TILLEMENT (1970) indique que le cours inférieur de la Tsanaga s'est déplacé

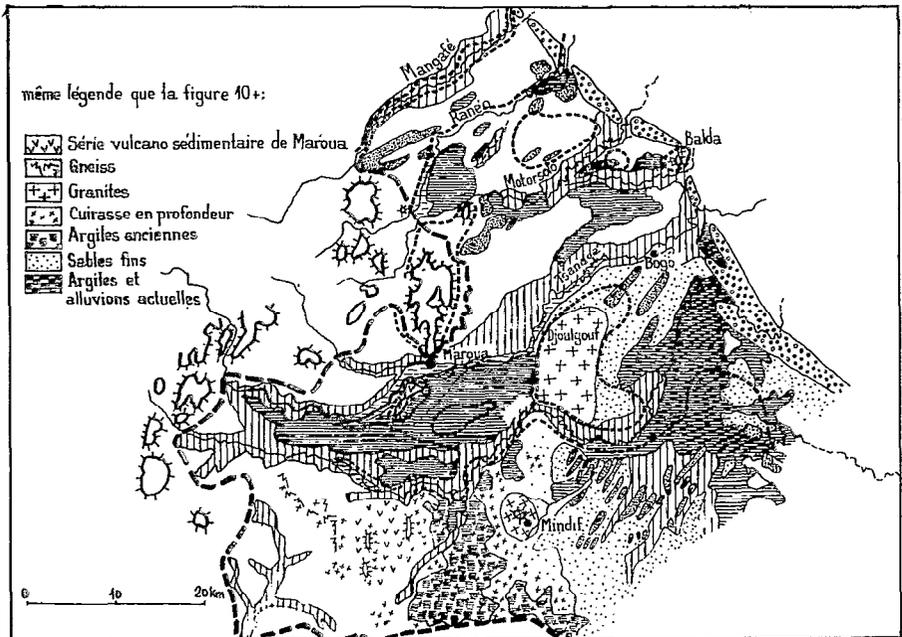


Fig. 11 La plaine du Diamaré

de 10 kilomètres vers le sud entre 1954 et 1963. On a constaté qu'en 1971, elle franchit le cordon au sud de Gingley alors que la carte IGN la montre contournant le village au nord. Toutes ces rivières alimentent enfin des défluent qui ne les rejoignent pas toujours à l'aval.

Les quelques sondages effectués dans la masse des dépôts d'interfluve ont surtout rencontré des argiles au nord de Maroua, ce qui diffère du recouvrement de la plaine de Mora. Des lentilles de sables au milieu de ces argiles correspondent sans doute aux chenaux d'anciens cours d'eau et le remblaiement argileux à leurs larges zones de débordement.

Parmi les dépôts de surface, les plus anciens sont peut-être les argiles reposant directement sur la cuirasse qui recouvre la pénéplaine cristalline ennoyée au sud du mayo Boula. Ces argiles seraient d'origine lacustre ou plutôt lagunaire, vu leur faible épaisseur. Elles se seraient déposées avant les sables anciens qui, en bordure, « contament » les horizons supérieurs argileux. D'après SIEFFERMANN (1963), ces argiles proviendraient de l'extension maximale d'un lac Tchad correspondant à une phase climatique pluvieuse qu'il date du Villafranchien.

Au sud-est de la plaine, les sables anciens recouvrent déjà de grandes superficies, en prolongement de la plaine de Kalfou. Ils se présentent sous deux modelés. Le plus souvent, ils s'étalent en étendues à pentes faibles, provenant peut-être d'aplanissements d'anciennes formations dunaires. Ils portent alors des sols jaunes avec une végétation arbustive à base d'*Anogeissus leiocarpus*, *Sclerocarya birrea* et *Guiera senegalensis*. Les dunes rouges, dispersées un peu partout dans la plaine, représentent sans doute les sommets d'anciennes formations dunaires très largement étendues puis détruites ou ennoyées sous des dépôts plus récents.

Les dépôts argileux lagunaires ou lacustres occupent de grandes superficies dans la plaine du Diamaré. Ils se traduisent dans le paysage par des étendues immenses très planes avec une végétation quasi pure d'*Acacia seyal*. Le grand « karal » au sud de Maroua entre la Tsanaga et le Boula provient peut-être du barrage provoqué par le dôme granitique de Djoulgouf en aval. Les cours d'eau issus des monts Mandara n'ont pas colmaté la plaine en avant du dôme, longtemps occupée par un lac. Maintenant la Tsanaga et le Boula traversent ces argiles mais paraissent totalement étrangers à leur dépôt (SEGALEN, 1962).

Le cours inférieur du mayo Boula inonde une vaste zone marécageuse (la dépression de Dargala) en contrebas du cordon sableux formant barrage. Le modelé relève d'atterrissements deltaïques. Les argiles continuent à se déposer dans les secteurs déprimés pendant les quelques mois d'inondation. Dans ces marécages, la végétation se réduit à une savane herbeuse à Andropogonées. L'eau se retire de ces grandes étendues herbeuses en saison sèche. Il ne subsiste alors que quelques dépressions en eau, tapissées de dépôts organiques portant des prairies à Cypéracées et à *Echinochloa*. Dans les secteurs moins inondés se retrouvent les espèces caractéristiques des argiles lourdes : *Acacia seyal* et *Balanites aegyptiaca*.

Les alluvions fluviales sont surtout abondantes en bordure de piémont. Comme dans la plaine de Mora, trois séries d'alluvions se juxtaposent : anciennes, récentes et actuelles.

Les alluvions anciennes, sablo-argileuses ou argilo-sableuses, constituent les remblais d'interfluve plats au nord de la plaine. Ils portent une végétation relativement dense d'*Anogeissus leiocarpus*, de divers *Acacias*, de *Balanites aegyptiaca* et de *Terminalia*.

Les autres alluvions (récentes et actuelles) bordent les grandes rivières dans la plus grande partie de leur parcours en plaine mais sur une faible largeur. Ici aussi, elles se disposent souvent en terrasses : les alluvions actuelles au ras de la plaine et les récentes à plusieurs mètres au-dessus. L'extension des alluvions récentes est bien supérieure à celle des actuelles, limitées à une mince frange en bordure des

lits de rivières. Par endroits, elles tendent à s'étaler mais les épandages en éventails sont moins nets que dans la plaine de Mora. Elles s'étendent parfois en bandes à travers la plaine, indiquant les tracés récents des grandes rivières ou celui de défluent (Tsanaga) (1).

Ces placages d'alluvions portent une végétation dense et variée qui tranche nettement avec celle des dépôts argileux voisins. Même si les sols sont assez argileux en surface, les horizons en profondeur deviennent toujours plus sableux, parfois graveleux. Sur ces sols meubles se développent des *Combretum*, des *Terminalia* et parfois de beaux *Ficus*, caïllédrats et *Acacia albida*.

De la même façon que dans la plaine de Mora, l'opposition de paysages végétaux tient à la texture des sols mais aussi aux conditions hydrologiques en profondeur. La majeure partie de la plaine du Diamaré présente la particularité de posséder une nappe phréatique continue dans les alluvions (TILLEMENT, 1970).

La nappe s'interrompt au sud du mayo Boula par suite de la faible épaisseur des dépôts sur le socle et de leur nature argileuse. Il s'y intercale aussi des zones stériles correspondant à des affleurements du socle (dôme de Djoulgouf) ou aux interfluves argileux en bordure de la plaine de Mora.

Les eaux des grandes rivières, en s'infiltrant dans leurs lits sableux, alimentent cette grande nappe dont le toit s'approfondit dans les interfluves. Ainsi, en bordure des rivières, sous les alluvions actuelles, la nappe est sub-affleurante, ce qui ne manque pas d'avoir des conséquences pour la végétation. En s'éloignant des rivières, le toit de la nappe s'abaisse à une telle profondeur qu'elle n'est plus accessible aux racines en toutes saisons.

La nappe du Nord-Diamaré se poursuit vers l'est sous le cordon sableux pour se raccorder plus loin à celle du Logone. Dans le paysage, le cordon fournit cependant une bonne limite naturelle entre la plaine du Diamaré et la dépression tchadienne proprement dite. Bien qu'il ne domine les environs que de 10 mètres au maximum, il est repérable de loin. D'autre part, il porte une végétation caractéristique avec des buissons de *Guiera senegalensis* qui tranchent nettement avec les espèces adaptées aux sols argileux de la plaine du Diamaré. Plus au sud, le paysage végétal s'uniformise quand le cordon domine la plaine de Kalfou, elle-même recouverte de sables.

#### LA PLAINE DE KALFOU ET LE BEC DE CANARD (fig. 12)

Avec la plaine de Kalfou, les petites dunes, élément mineur du relief des plaines de Mora et du Diamaré, deviennent l'élément dominant du paysage. Elles s'ordonnent en un faisceau d'alignements parallèles qui viennent buter contre le grand cordon sableux au nord. Des dépressions étroites et allongées, périodiquement inondées, les séparent les unes des autres. Les séquences juxtaposent donc, sur de faibles distances, un milieu engorgé et confiné à un autre bien drainé et même soumis à la sécheresse. Leur imbrication étroite dans l'espace se traduit par des alternances rapides des conditions naturelles d'occupation du sol.

La grande zone marécageuse du cours inférieur du mayo Boula limite la plaine au nord tandis que la dépression du lac de Fianga isole le Bec de Canard. D'autre part, la plaine de Kalfou s'étend du cordon sableux à la pénéplaine de Kaélé. Au sud, la frontière suit un tracé tout à fait artificiel, la plaine se poursuivant jusqu'à la dépression Toupouri au Tchad.

Comme les plaines précédentes, celle de Kalfou provient de l'accumulation de

(1) Le processus d'alluvionnement en une série de levées individualise de petites cuvettes fermées remplies progressivement d'argiles pures à la suite d'un entraînement latéral.

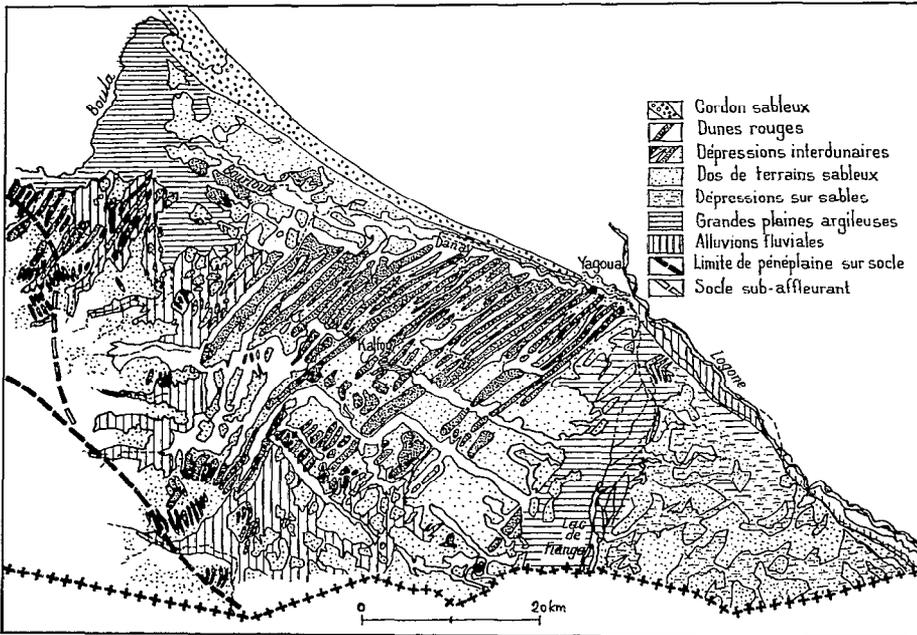


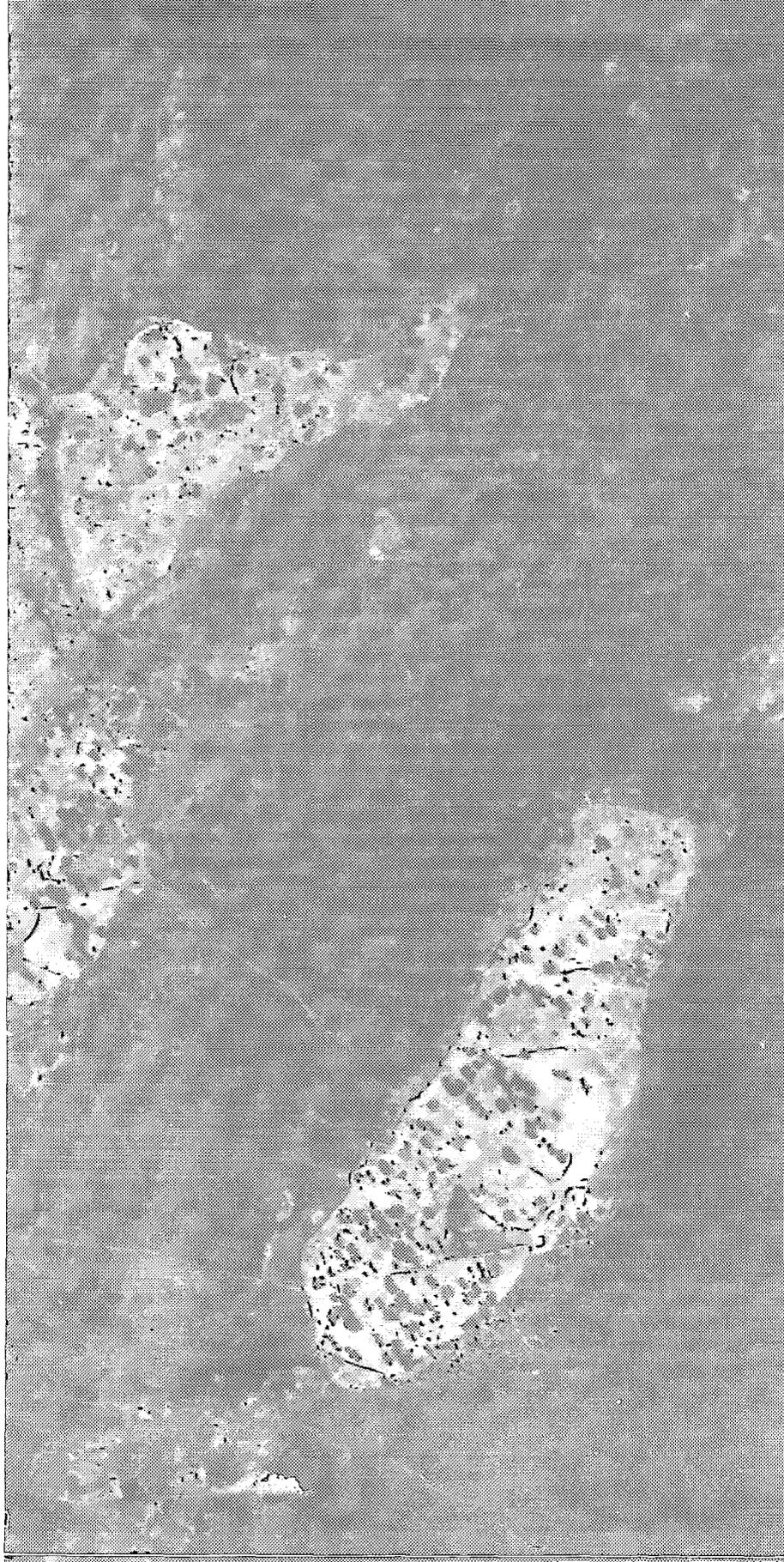
Fig. 12 La plaine de Kalfou et le Bec de Canard

dépôts du Quaternaire sur une pénéplaine cristalline sous-jacente. Le socle émerge à l'ouest selon une pente faible, de sorte que la ligne marquant le contact avec les dépôts récents est mal définie. Le socle reste sub-affleurant dans un large secteur, réapparaissant ça et là dans le fond encaissé d'une rivière. Selon les auteurs, la limite des affleurements du socle passe entre Kaélé et Mindif ou au nord de Mindif tout près du mayo Boula (TILLEMENT, 1970).

L'ennoiement de la pénéplaine sous les dépôts récents est d'abord très lent. La puissance des dépôts passe ainsi de 7 à seulement 20 mètres en une distance de 30 kilomètres. Puis la pente du toit du socle s'incline rapidement. Il s'enfonce alors de 20 à 40 mètres sur 10 kilomètres de distance, en direction du nord-est. Un sondage récent l'a rencontré à Yagoua à une profondeur de 365 mètres. Cette flexure du socle, orientée vers le Logone, est régulière sous toute la largeur de la plaine. Autre différence structurale avec les plaines précédentes : ennoyé, le socle ne réapparaît plus en pointements à travers la couverture sédimentaire.

L'absence de cours d'eau important différencie aussi la plaine de Kalfou des précédentes. La pénéplaine de Kaélé s'interpose entre elle et les monts Mandara d'où proviennent les grandes rivières du Diamaré. Seuls quelques cours d'eau insignifiants prennent naissance sur la bordure orientale de la pénéplaine de Kaélé mais se perdent dans leurs alluvions en entrant dans la plaine sédimentaire. Il en résulte une nature différente des matériaux de remblaiement.

Parmi ces matériaux, les argiles qui seraient antérieures aux sables ne subsistent plus qu'en petites pastilles à la bordure du socle. Un manteau de sables anciens, d'épaisseur variable, recouvre toute la plaine en larges placages parallèles au cordon littoral. D'après SIEFFERMANN et VALLERIE (1963), chaque placage sableux correspond à un stade ancien du Lac Tchad, d'autant plus aplani qu'il est plus ancien et situé plus au sud. Selon PIAS et GUICHARD (1958) puis DUMORT et PERONNE



(1966), ces sables seraient assimilables à ceux de Kélo, datés au Tchad du Continental Terminal (fin du Tertiaire - début du Quaternaire). Mais d'après SIEFFERMANN (1963), les sables de Kélo seraient de formation plus récente que ceux-ci.

Chaque placage sableux, marquant un rivage du lac Tchad, est précédé d'une dépression argileuse parallèle. Les sables littoraux formaient barrage à l'écoulement normal des eaux vers le lac. Elles s'accumulaient alors en lagunes successives au fur et à mesure du recul du rivage. Le grand cordon littoral de Yagoua provient de l'un de ces derniers rivages qui se serait maintenu plus longtemps en place que les précédents. Les mayo Bourlouk puis Danay drainent maintenant la dépression lagunaire qui lui était associée.

Plus tard, ou peut-être en même temps que leur mise en place, les sables anciens furent remaniés par l'érosion éolienne et disposés en dunes perpendiculaires à la direction des placages initiaux. Ces dunes, édifiées dans des conditions désertiques, constituaient un erg immense qui s'étendait bien au-delà des restes actuels, jusqu'au-delà de la rive nord du lac Tchad (SIEFFERMANN et VALLERIE, 1963). L'extension tchadienne, marquée par le grand cordon littoral, aurait tronqué tout ce système dunaire au nord de la plaine de Kalfou.

Les dunes de Kalfou auraient subi par la suite des périodes climatiques pluviales responsables de leur rubéfaction, car le climat actuel n'est pas rougissant. Lors de la période fluviale marquée par la mise en place du cordon sableux, le pied des dunes était immergé. L'eau, imprégnant la base des dunes, était soumise à une ascension capillaire vers leur partie exondée. Cette migration verticale s'accompagnait d'une précipitation de sels ferriques, à l'origine de la couleur rouge des dos de dunes (TILLEMENT, 1970).

Le champ dunaire est particulièrement bien conservé entre Kalfou et Yagoua. Les dunes dominent les dépressions voisines de quelques mètres à 15 mètres. Les sables très fins qui les constituent présentent une granulométrie très homogène. Les grains de quartz arrondis attestent un façonnage éolien, peut-être réalisé à plusieurs reprises. Leur granulométrie, les situant à la limite des limons et des sables fins, les rendait facilement transportables par le vent, même très peu violent. Encore à présent, les dos de dunes s'éboulent aisément mais les dunes elles-mêmes paraissent fixées par une végétation arbustive à base d'*Anogeissus leiocarpus*, *Sclerocarya birrea* et *Guiera senegalensis*.

La même végétation couvre les grandes étendues sableuses situées à une position topographique plus basse et caractérisées par des sols jaunes. Il peut s'agir de zones aplanies d'anciennes formations dunaire ayant connu la même histoire que les dunes rouges. Mais la mobilisation des particules fines par un petit ruissellement empêchait l'évolution des sols d'atteindre le même terme. A l'ouest, ces sables reposent parfois directement sur le socle.

Un réseau orthogonal de bas-fonds argileux quadrille le champ dunaire de la plaine. Ils correspondent aux dépressions interdunaires et aux anciennes lagunes en avant des sables de rivage. Selon leur position topographique plus ou moins déprimée, ces zones subissent une inondation saisonnière plus ou moins longue.

---

2. *Plaines inondables.* Entre le Bec de Canard et la plaine de Kalfou, la dépression de Fianga est marécageuse. Sites d'habitat, parc d'*Acacia albida* et cultures sous pluies mettent en évidence les dos de terrain sableux qui émergent de quelques mètres au-dessus des bas-fonds argileux sombres. Grâce aux sols encore humides, les *Massa* cultivent dans les dépressions des sorghos d'arrière-saison. La clôture complète des dos de terrain permet de déplacer les troupeaux d'une partie à l'autre des terroirs, selon la saison. Mission IGN : AE 194/200, n° 4062, décembre 1961. Agrandissement à l'échelle 1/10 000 (Cliché LA. 94, CNRS).

L'inondation provient aussi d'un colmatage argileux qui empêche les eaux de s'infiltrer dans les sables sous-jacents. Les bas-fonds sont donc soumis à des alternances d'engorgement et d'assèchement qui, toutefois, ne descend jamais en-dessous de 50 cm de profondeur.

La prairie marécageuse représente le paysage végétal typique de ces dépressions avec de grandes Andropogonées, auxquelles se mêle *Terminalia macroptera*, surtout en bordure de cuvette, aux sols plus sableux. Dans la lagune du mayo Danay et quelques bas-fonds de la plaine plus déprimés, un placage d'argiles organiques se dépose actuellement. Les petites dépressions de la plaine de Kalfou se raccordent au nord-ouest et au sud-est aux deux grandes zones marécageuses qui la bordent.

A peu près en limite de la plaine et du socle, les placages argileux prennent aussi une grande extension, entourant des « îles » de sables. Par leur continuité, ils constituent une bande de terrains comparable à une légère dépression périphérique au socle. Mais cette dépression est comme ennoyée sous une série de nappes d'alluvions transportées par les petits cours d'eau qui descendent du dôme cristallin voisin.

On a déjà noté combien les têtes de ces petites rivières, même avec une pente faible, érodent avec une grande intensité les sols du dôme de Torok. Dès qu'elles atteignent la plaine, elles se perdent dans leurs alluvions, ennoyant en partie les alignements sableux. La texture de ces alluvions est très hétérogène, variant sans cesse entre les termes sableux et argilo-sableux. Il en résulte un paysage végétal aussi très variable; soit une savane herbeuse, soit une savane arborée et buissonnante (SIEFFERMANN, 1963).

Le lac de Fianga et la grande dépression argileuse qui le prolonge au nord, séparent la plaine de Kalfou du Bec de Canard.

Ce petit secteur constitue une unité morphologique à part. Sauf les dunes, les mêmes éléments de modelé que dans la plaine de Kalfou s'y retrouvent, mais agencés de façon différente. Les dos de terrain dans les sables sont peut-être l'équivalent des placages sableux de Kalfou qui auraient subi un aplanissement plus marqué et un effacement du relief dunaire (SIEFFERMANN et VALLERIE, 1963). D'après PIAS et GUICHARD (1958), ils seraient au contraire plus récents, appartenant à une série sableuse surtout représentée à l'aval du Logone, ce que confirmerait une granulométrie plus grossière que celle des sables de Kalfou.

Des dépressions inondées deux à trois mois de l'année séparent les hauts de terrain. Elles présentent la particularité d'un soubassement sableux au-dessus de séries plus argileuses en profondeur. Il y aurait donc eu un recouvrement sableux récent continu dans tout ce secteur. Il en résulte des paysages végétaux moins contrastés que dans la plaine de Kalfou. Les dépressions portent souvent une savane arbustive comme les dos de terrain. Elle ne devient exclusivement herbeuse que dans les bas-fonds plus humides avec un petit colmatage argileux actuel.

Les oppositions de paysages végétaux (savanes herbeuses - savanes arbustives et arborées) proviennent surtout de la texture des sols (sols argileux ou sableux) et de la topographie qui commande la durée et la hauteur de l'inondation. Un troisième facteur, la proximité de la nappe phréatique, ne semble pas intervenir ici autant qu'ailleurs.

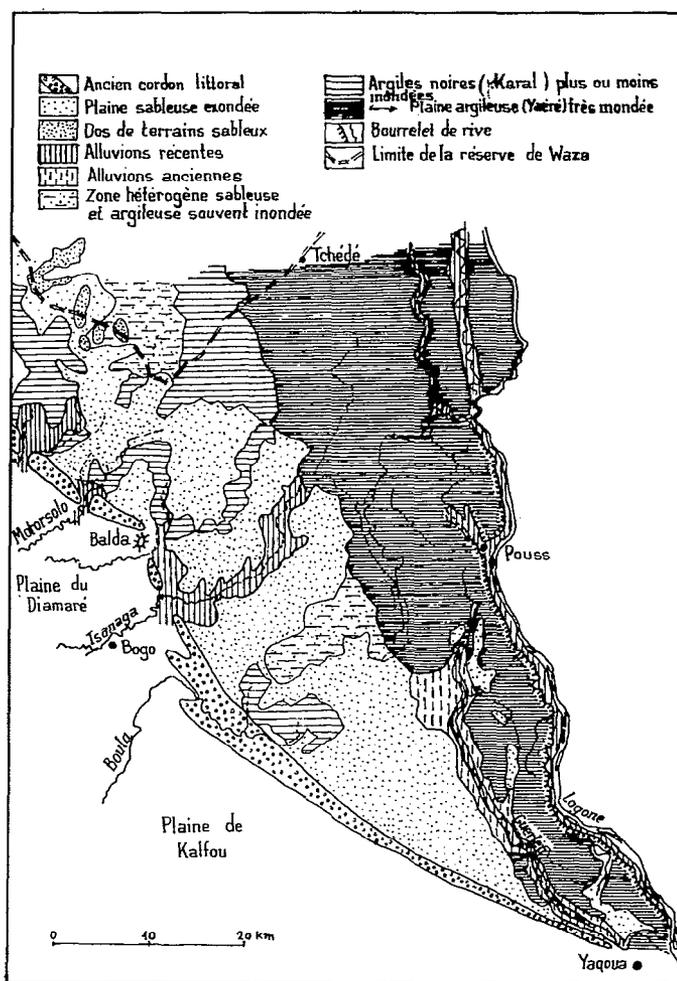
La plaine de Kalfou et le Bec de Canard disposent d'une nappe souterraine continue (TILLEMENT, 1970). Seul le début de la plaine de remblaiement, en bordure de la pénélaine de Kaélé, en est dépourvu. L'existence de cette nappe paraît un peu paradoxale car elle n'est alimentée par aucune grande rivière comme dans le Diamaré. L'imprégnation se ferait uniquement par l'infiltration des eaux de surface, facilitée par la perméabilité des sables de la plaine de Kalfou. Quant au Bec de Canard, sa nappe sous-jacente fait déjà partie du système du Logone.

**La dépression tchadienne : la plaine du Logone (fig. 13)**

Alors que la plaine de Kalfou juxtapose, en une maille serrée, des de terrain toujours exondés et dépressions inondables, celles-ci prennent une très large extension au-delà du cordon.

La plaine du Logone comprise dans la région étudiée ne représente que la partie méridionale d'une grande unité morphologique, la dépression tchadienne proprement dite, qui s'étend jusqu'aux rives du lac Tchad. Le cordon littoral et le Logone l'encadrent de part et d'autre tandis qu'au nord, la réserve de Waza sert de limite. Toute cette plaine est d'une planité remarquable. A des pentes de  $1/200^{\circ}$  dans le Diamaré succèdent des « déclivités » de  $1/2000^{\circ}$  du cordon à la zone inondable et de  $1/6000^{\circ}$  dans celle-ci de l'amont à l'aval.

L'accumulation des dépôts quaternaires atteint ici une puissance bien supérieure aux plaines précédentes. Des sondages profonds récents n'ont touché le socle qu'à



**Fig. 13 La plaine du Logone**

260 mètres à la limite ouest de la réserve de Waza et à plus de 300 mètres à sa limite est (Tchédé). Sous le cordon en limite de la plaine du Diamaré, il ne se trouve qu'à 70 mètres de la surface et à 30-40 mètres en bordure de celle de Mora. On sait qu'à Yagoua, il fut rencontré à 365 mètres. La plaine du Logone correspond donc à une courbure rapide du toit du socle, peut-être d'origine tectonique (TILLEMENT, 1970).

Sur ces grandes épaisseurs se sont accumulés au Quaternaire des dépôts fluvio-lacustres. Les sondages récents donnent quelques indications sur la paléogéographie de ce bassin sédimentaire. Malgré les nombreux passages latéraux de faciès, il est possible d'établir une corrélation d'ensemble des dépôts, du moins superficiels (TILLEMENT, 1970).

Les zones inondables comprennent d'abord une série argileuse de surface, composée d'argile noire. Elle correspond sans doute aux dépôts lacustres dans le lac Tchad qui s'étendait jusqu'au grand cordon littoral (2<sup>e</sup> série lacustre argileuse de PIAS et GUICHARD, 1958). Elle passe latéralement à des sables grossiers qui proviendraient du climat pluvial responsable de cette extension du lac (série sableuse récente). Elle repose sur une série argileuse et argilo-sableuse indiquant une phase lacustre antérieure (1<sup>re</sup> série lacustre argilo-sableuse à nodules calcaires de PIAS et GUICHARD).

Les nodules calcaires d'origine pédologique laissent supposer une période d'émersion prolongée à l'issue de cette phase lacustre, avec un climat désertique responsable du remaniement éolien des dépôts de sables en erg.

Les sables anciens (sables de Kélo) correspondraient à une série sableuse sous-jacente à la première série lacustre et indiqueraient un cycle pluvieux antérieur. Eux-mêmes surmontent une séquence argileuse claire qui débute à 50 mètres de la surface en moyenne et fait supposer une autre période lacustre encore plus ancienne.

Cette alternance de matériaux résulte de fluctuations incessantes du plan d'eau du lac, faisant alterner dépôts lacustres et émerisions, peut-être en rapport avec des variations climatiques soit vers l'aride, soit vers le pluvial. Ces variations seraient les mêmes qui faisaient alterner les accumulations de colluvions avec leur incision, sur le piémont des monts Mandara.

Le comblement tchadien sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur s'achève par un recouvrement superficiel de sables et d'argiles. Ces deux séries de dépôts ultimes se répartissent à égalité dans la partie étudiée alors que plus en aval, toute la plaine est de colmatage argileux.

Les sables s'adosent à l'ancien cordon littoral en liseré d'abord très étroit mais s'élargissant ensuite jusqu'à atteindre 20 kilomètres. D'après PIAS et GUICHARD (1958), ce seraient surtout des sables récents qui s'apparenteraient à ceux du Bec de Canard. Ils forment des plaines sableuses peu affectées par la nappe d'inondation.

Malgré la planité d'ensemble du relief, il est possible de distinguer, dans le détail, des dos de terrain toujours exondés et de faibles dépressions humides une partie de l'année.

Sur les dos sableux, le paysage a tendance à ressembler au type « hardé » avec une végétation peu dense de *Balanites aegyptiaca* et de *Lannea humilis* sur un sol compact en profondeur. Les bas-fonds humides ont des sols sableux engorgés d'eau et portent une végétation un peu plus dense avec *Anogeissus leiocarpus* et des Acacias. Certains dos sableux présentent des sols déjà ferrugineux. Il est possible que cette évolution plus avancée affecte des sables plus anciens que les précédents. Ils sont surtout bien représentés au nord de la plaine de Mora et se caractérisent par une couverture arborée bien fournie avec surtout *Anogeissus leiocarpus* et *Sclerocarya birrea*.

Après la traversée du cordon littoral, les grandes rivières des plaines de Mora et du Diamaré débouchent dans la partie sableuse de la plaine du Logone en étalant

des alluvions hétérogènes ou en se perdant dans des zones d'inondation (« delta » du mayo Boula). Les cours d'eau, au lit mineur auparavant encadré de berges alluviales bien définies, se diluent alors dans une zone diffuse comprenant un chapelet de dépressions imperméables. Le fond des dépressions est tapissé d'un colmatage d'argiles noires tropicales.

L'inondation provient des crues des rivières qui, ayant franchi le cordon, s'étalent dans ces zones basses et ne peuvent s'infiltrer. L'inondation ne dure pas longtemps. Les eaux s'écoulent lentement vers les plaines argileuses ou sont reprises par l'évaporation. Il en résulte une faible épaisseur du recouvrement argileux. En dessous d'un à deux mètres apparaissent des horizons sableux sous-jacents épais. Cependant, le colmatage argileux imperméable, même peu épais, se traduit par une végétation caractéristique d'épineux avec *Acacia seyal*, *Balanites aegyptiaca*, *Lannea humilis*.

En bordure de la plaine argileuse s'interpose parfois une zone d'alluvionnement hétérogène (sables et argiles) souvent inondée. Les secteurs fortement inondés (un mètre d'eau pendant quelques mois) et sur sables, se remarquent par une végétation arborée, parfois assez dense, mais surtout par une strate herbacée de grandes *Hyparrhenia rufa* et déjà, de *Vetiveria nigriflora*. Dès que le sol devient un peu plus compact et argileux en profondeur, la végétation s'éclaircit et *Balanites*, *Acacia* et *Lannea* dominant.

Les vastes plaines argileuses d'origine lacustre comprennent deux types de paysages selon l'importance de l'inondation : les « karal » et les « yaéré ».

Les « karal » ne connaissent qu'une inondation superficielle mais régulière de quelques mois. Ils prennent surtout une grande extension à partir de la latitude de la réserve de Waza. Tous les karal comportaient initialement une végétation boisée. Les karal sans strate ligneuse ont sans doute subi un déboisement (LETOUZEY, 1968).

Les Acacias dominent : *Acacia seyal* surtout et *Acacia nilotica* dans les bas-fonds. Le tapis herbacé est bien développé en saison des pluies avec des herbes de 2 à 3 mètres : des *Echinochloa*, *Sorghum arundinaceum* et, sur la frange avec les zones sableuses : *Andropogon pseudapricus*. Quand l'inondation voisine ou dépasse un mètre, la végétation prend parfois l'aspect d'un parc avec les mêmes arbres plus dispersés.

Dans les « yaéré », l'inondation est plus importante, 1 à 2 mètres en moyenne et se prolonge sur 3-4 mois, d'août à novembre. Elle provient du déversement des eaux du Logone dans la plaine lorsque la crue dépasse une certaine cote. Une bonne partie des eaux s'échappe par le canal de défluent qui, en saison sèche, intervertissent leur sens d'écoulement et deviennent alors des affluents.

Le cas le plus remarquable est celui du mayo Guerléo qui prend naissance près de Yagoua puis longe le Logone sur plus de 40 kilomètres. En saison sèche, le niveau du Logone se situant à une cote inférieure à celle de la plaine, il récupère par vidange une partie des eaux d'inondation, le reste étant perdu par évaporation.

Les « yaéré » se localisent ici en bordure du Logone mais en aval, ils s'étalent sur toute la plaine tchadienne.

Les sols passent par des alternances brutales d'engorgement et d'assèchement prolongé qui détruisent la végétation arborée. Aussi le paysage végétal typique est-il une savane herbeuse qui s'assèche sur pied lors du retrait des eaux. Elle comprend une grande variété d'espèces selon la nature du sol, la profondeur et la durée de la submersion. Parmi les plus caractéristiques, *Vetiveria nigriflora*, *Echinochloa* spp., sont spécifiques des bas-fonds tandis qu'ailleurs, les prairies d'*Hyparrhenia rufa* deviennent exclusives.

En saison sèche, il ne subsiste que quelques mares en eau avec des *Echinochloa* et des Cypéracées. Mais à la fin de la saison des pluies, l'ensemble est submergé sauf

quelques dos de terrain et les bourrelets de berges : bourrelets des déflucnts-affluents mais surtout bourrelets du Logone.

Le Logone a, en effet, édifié deux bourrelets de berges par alluvionnement, si bien qu'il coule maintenant sur un dos d'âne. Les deux bourrelets maintiennent durant plusieurs mois le plan d'eau du fleuve à une altitude supérieure à celle de la plaine. Des alluvions très hétérogènes, sableuses et argileuses, constituent ces bourrelets qui restent toujours exondés. Ils portent donc une végétation arborée avec surtout de grands *Acacia albida*, des palmiers « doum » (*Hyphaene thebaïca*), des *Balanites aegyptiaca*, des Acacias. Une belle rôneraie s'est développée aux environs de Pouss mais elle est peut-être liée au peuplement.

Les oppositions de paysages végétaux entre bourrelet de berge et yaéré semblent provenir surtout de l'inondation qui perturbe tout le cycle végétal. La plaine du Logone possède une nappe phréatique continue dans les séries sableuses du comblement tchadien (TILLEMENT, 1970). Il faut cependant noter que dans les yaéré, le colmatage argileux superficiel et compact peut empêcher les racines des arbres d'accéder à cette nappe. En pleine période d'inondation, la nappe phréatique se trouve isolée des eaux libres de surface par plusieurs mètres de terrains secs imperméables. La texture des sols de yaéré se conjugue donc avec les effets de l'inondation prolongée pour interdire le développement d'une végétation arborée, au profit d'immenses prairies.

Le paysage amphibie de la plaine du Logone n'a plus rien de commun avec les pentes rocailleuses des monts Mandara. Cette opposition démontre combien la gamme des milieux est étendue.

La description de chaque unité naturelle mentionne déjà le facteur qui semble primordial pour l'occupation du sol. Il convient maintenant d'analyser, d'une manière plus systématique, les rapports entre les milieux naturels et l'occupation du sol.