

**QUELQUES FORMATIONS LACUSTRES ET FLUVIATILES ASSOCIÉES
A DIFFÉRENTES PHASES DU VOLCANISME AU TIBESTI
(NORD DU TCHAD)**

J. MALEY, J. COHEN, H. FAURE, P. ROGNON, P.M. VINCENT

Géologue ORSTOM, Laboratoire de Palynologie, Faculté des Sciences, Montpellier (34)

Laboratoire de Palynologie, Faculté des Sciences, Montpellier (34)

Laboratoire de Géologie Dynamique, Faculté des Sciences, 9 quai Saint-Bernard, Paris-5^e

Institut Français du Pétrole (IFP)

*Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences de l'Université Fédérale du Cameroun,
Yaoundé, B.P. 812*

RÉSUMÉ

Les formations fluviales et lacustres associées à différentes phases du volcanisme du Tibesti sont décrites : tout d'abord celles situées vers la fin du Tertiaire, puis celles de la fin du Quaternaire. Les premières sont interstratifiées dans un « trapp composite » (Tarso Ouari) formé par l'alternance de coulées de basalte et de rhyolites particulières, très fluides, des ignimbrites. Des couches sédimentaires leur sont associées, particulièrement des diatomites ; ces couches sont dues à des conditions lacustres temporaires. Une comparaison est faite avec le Hoggar.

Les documents paléontologiques disponibles (gastéropodes) et paléobotaniques (diatomées, bois fossiles et pollens) sont étudiés, particulièrement les pollens (flore remarquable à la fin du Tertiaire, caractérisée par le Platane et le Marronnier). On a essayé de regrouper les informations disponibles sur les dépôts du Quaternaire récent, dont certains sont associés à des industries préhistoriques.

En annexe figure une étude des diatomées de quelques-unes de ces formations.

ABSTRACT

The fluvial and lacustrine formations associated with the various phases of Tibesti volcanic activity were described : first, those situated towards the end of the Tertiary and then those at the end of the Quaternary. The former were interbedded in a composite trap (Tarso Ouari) formed by alternating flows of basalt, peculiar very fluid rhyolites called ignimbrites. Sedimentary beds particularly of diatomites were associated with them and were laid down under temporary lacustrine conditions. A comparison was made with the Hoggar region of Algeria.

The palaeontological (gastropods) and palaeobotanical (diatoms, fossil wood and pollen) documents available were studied and particularly the pollen grains (a remarkable flora at the close of the Tertiary characterized by the Plane tree and the Spanish Chestnut). An effort was made to regroup the information available on the recent Quaternary deposits of which certain were associated with prehistoric industries.

A study of the diatoms of some of these formations was attached as an annex.

ZUSAMMENFASSUNG

Es werden die Fluss- und Seeformationen beschrieben, die mit gewissen Phasen der Vulkantätigkeit im Tibesti in Zusammenhang stehen : zunächst diejenigen am Ende des Tertiär und dann diejenigen am Ende des Quartär. Die ersteren sind Zwischenschichten in einem zusammengesetzten Trapp (Tarso Ouari) der durch abwechselnde Ausflüsse von Basalt und besondere, sehr flüssige Rhyolithen, die Ignimbriten ist gebildet. Es treten dabei Sedimentschichten auf, insbesondere Diatomite ; diese Schichten erklären sich durch vorübergehende Bedingungen bei den Seen. Es wird ein Vergleich mit dem Hoggar angestellt.

Es werden die verfügbaren paleontologischen (Gasteropoden) und paleobotanischen Unterlagen (Diatomeen, fossiles Holz und Pollen) untersucht, insbesondere die Pollen (beachtliche Flora am Ende des Tertiär, durch Platanen und Kastanienbäume gekennzeichnet). Man hat versucht, die über die Ablagerungen des jüngeren Quartärs verfügbaren Informationen zusammen zu fassen, von denen einige mit den prähistorischen Industrien im Zusammenhang stehen.

РЕЗЮМЕ

Описываются речные и озёрные образования, связанные с различными фазами вулканической деятельности в Тибести: во-первых, приуроченные к концу третичного, а затем — к концу четвертичного периодов. Первые переслаиваются с « сложным траппом » (Tarso Ouari), состоящим из чередования базальтовых потоков и особых риолитов, весьма текучих (игнимбритов). С ними же сочетаются осадочные слои, особенно диатомиты; происхождение этих слоев связано с временными озёрными условиями. Делается сравнение с Ахаггаром.

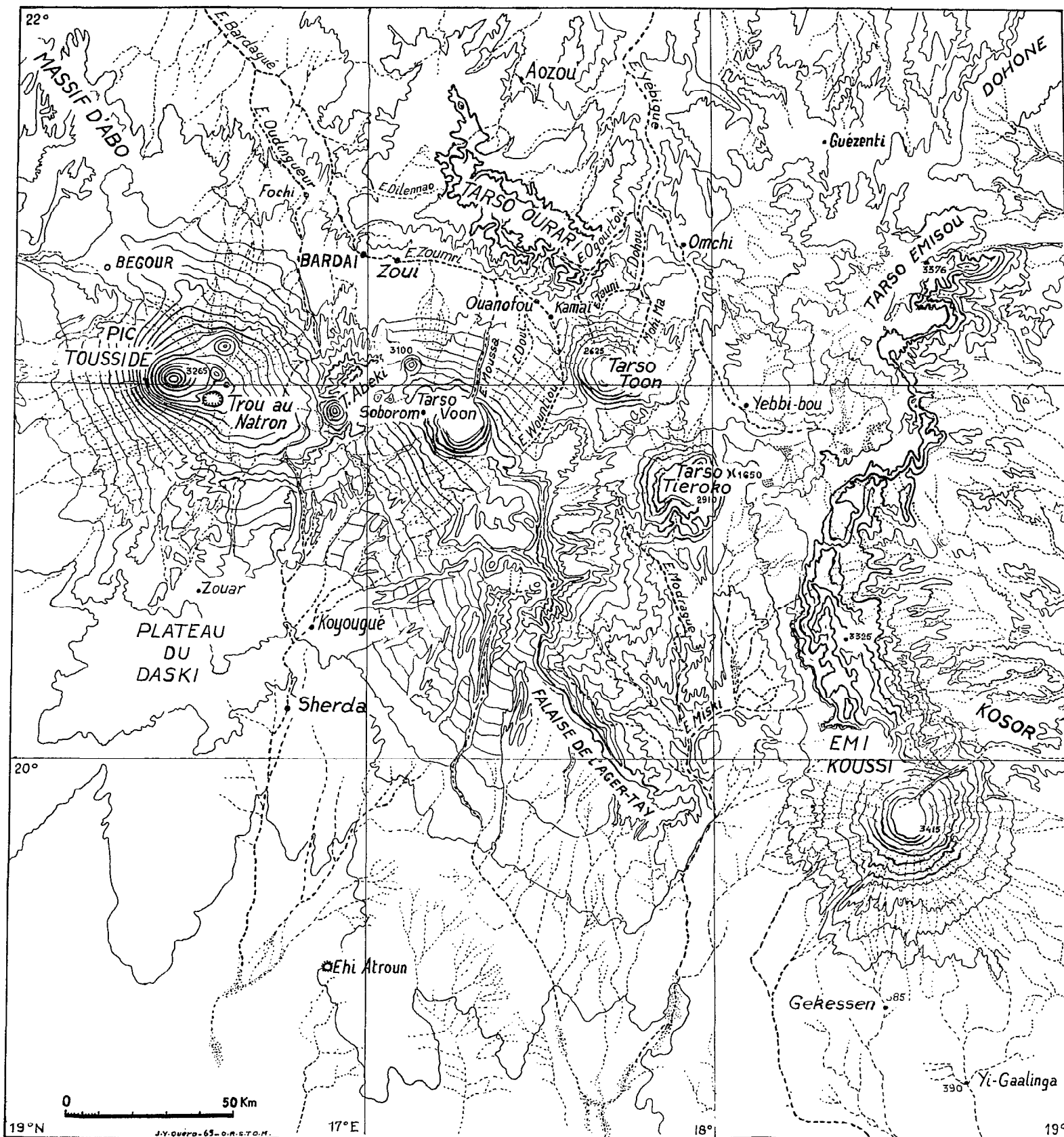
Изучение имеющихся в нашем распоряжении палеонтологических (гастроподы) и палеоботанических документов (диатомеи, древесные ископаемые и пыльцы), преимущественно пыльцы (особая флора позднего третичного периода, с преобладанием каштана и платана). Сделана попытка отбора имеющихся данных об отложениях недавнего четвертичного периода, некоторые из которых связаны с доисторическими промыслами.

Приложен обзор диатомей некоторых из этих образований.

INTRODUCTION

Les massifs volcaniques se présentent très souvent comme des régions privilégiées pour l'étude des formations alluviales anciennes. En effet, les éruptions volcaniques provoquent des perturbations dans l'écoulement des eaux et, par conséquent, entraînent des accumulations lacustres ou fluviales ; les épanchements de lave successifs recouvrent les dépôts antérieurs ou contemporains et les protègent contre l'érosion ultérieure. Ces massifs conservent donc des témoignages très précieux pour les reconstitutions paléogéographiques et les laves interstratifiées permettent notamment d'établir une chronologie relative d'abord, puis absolue que viennent compléter ensuite les données chronologiques apportées par les sédiments (pollens, fossiles, diatomées, datations absolues, etc.). Mais ces reconstitutions ne peuvent être établies avec précision que là où les vestiges sont bien exposés le long de coupes naturelles dues aux entailles d'un réseau hydrographique actif, ce qui suppose généralement un soulèvement tectonique récent de la région concernée par le volcanisme.

Au Sahara, il existe un certain nombre de massifs volcaniques susceptibles de contribuer ainsi à la connaissance paléogéographique du Tertiaire et du Quaternaire de ce grand désert. Malheureusement, certains de ces massifs de faible altitude sont presque toujours restés au niveau des grandes plaines sur lesquelles les laves se sont épanchées (Haroudg en Libye, Egéré au Hoggar) où se sont légèrement soulevés (Thalra, Flanzaz au Hoggar). L'Atakor, au centre du Hoggar qui culmine à plus de 4 000 m au pic Tahat, soulevé surtout au Plio-Villafranchien, est un massif plus fortement entaillé et encore relativement accessible, qui a fait l'objet d'une étude géomorphologique détaillée de ce type (ROGNON, 1967) et d'une récente



CARTE 1. — Carte du Tibesti d'après les cartes à 1/1 000 000 de l'IGN, Paris ; feuilles de « Djado », « Puits de Sara », « Bilma », « Largeau » (dessin de J.Y. QUERO, ORSTOM).

étude volcanologique (GIROD, 1968). Mais le Tibesti est certainement le massif volcanique qui renferme le plus grand nombre de vestiges paléogéographiques. Seuls son éloignement et les difficultés de circulation ont retardé jusqu'ici l'exploitation de ces données.

Le Tibesti a été le siège d'une activité volcanique intense, depuis l'Eocène, pratiquement jusqu'à nos jours (volcan dormant du Toussidé, champs fumeroliens et solfatares de Soborom). L'ensemble apparaît complexe, et d'une richesse de types rarement égalée ailleurs (VINCENT, 1963). Cependant, ceci n'était pas le cas pendant la première phase de l'histoire volcanique de la région, la plus longue, et celle qui concerne les plus grandes surfaces : environ 20 000 km² pour tout le massif. Il n'y avait pas alors de grands volcans centraux — si caractéristiques de la phase suivante — mais seulement un volcanisme de plateau, produisant un empilement de coulées à faible pendage et d'une grande extension latérale par rapport à leur épaisseur. La succession est formée d'abord de basaltes seuls, puis il s'y intercale des rhyolites, qui finissent par jouer un rôle prépondérant à la fin de cette phase. Ces alternances forment des grands « trapps composites » donnant des paysages caractéristiques.

LE VOLCANISME DE PLATEAU

Bien que les basaltes des plateaux représentent le type volcanique le plus important à la surface de la terre, on ne sait à peu près rien sur la façon dont s'édifie un grand trapp, faute d'une chronologie un peu précise dans ces accumulations monotones, habituellement sans niveaux-repères. La situation est plus favorable au Tibesti ; la présence des intercalations rhyolitiques et des niveaux lacustres associés a permis l'établissement d'une succession des basaltes. Celle-ci met en évidence l'accroissement latéral des plateaux basaltiques, qui progressent avec le temps du NE au SW. Ce déplacement des zones d'émission ne s'est pas fait régulièrement ; sur l'ensemble des plateaux on peut distinguer plusieurs zones d'épaississement des basaltes, formant autant de trapps allongés parallèlement du NW au SE. Dans le trapp de l'Ourari on peut observer que l'axe qui correspond à l'épaisseur maximum (300 m de basalte environ) est matérialisé par un faisceau de dykes d'alimentation. Les couches plongent de part et d'autre de l'axe avec des pendages faibles, montrant que la disposition est originelle.

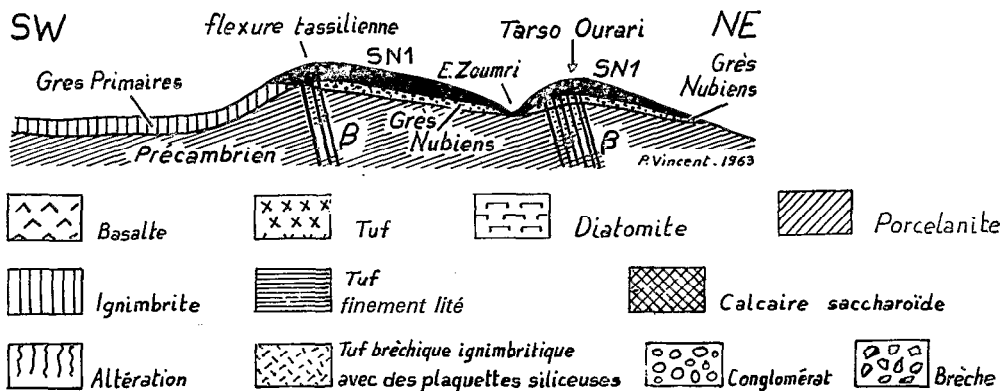


FIG. 1. — Schéma géologique du Tibesti.

Nota. — Les figurés des couches sont valables pour tout l'article.

Ce « trapp oblong » correspond à un type volcanique original qui, en coupe longitudinale, se présente comme un trapp classique, et en coupe transversale rappelle un bouclier hawaïen — avec d'ailleurs

des dimensions et des pendages comparables — (fig. 2). Il a été montré que les grès crétacés formant le soubassement du trapp sont flexurés suivant le même axe, et que les dykes ont utilisé les joints ouverts dans la partie convexe de la flexure.

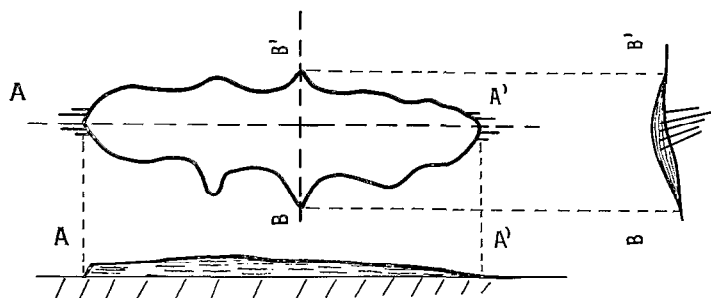


FIG. 2. — Disposition schématique d'un « trapp oblong » (plan et coupes).

Le trapp du NE est plus ancien, et l'érosion a exhumé le faisceau de dykes d'alimentation vers Guézenti. Celui du SW est plus récent, il est séparé de l'Ourari par la vallée du Zoumri-Bardagué, qui est une vallée structurale installée sur les grès crétacés (fig. 1). Cette disposition d'ensemble a été interprétée comme le résultat du passage d'une onde de flexuration, progressant du NE au SW en soulevant la partie en aval, avec mise en place contemporaine des basaltes (VINCENT, 1969). La reprise d'érosion au SW de la falaise tassilienne, qui limite actuellement le bloc précambrien soulevé, indique probablement que ce processus s'est poursuivi jusqu'à une époque récente.

Ce relai dans le temps des zones d'alimentation à l'échelle de la province volcanique se retrouve à plus petite échelle au niveau d'un trapp oblong. En effet, l'étude détaillée des formations volcanolacustres de l'Ourari oriental, entre le Yebigué et le Zoumri, a montré que les basaltes sont de plus en plus récents du NE au SW, avec plusieurs zones d'épaississement en voûte qui jouent un rôle morphologique important pour la disposition des formations lacustres postérieures.

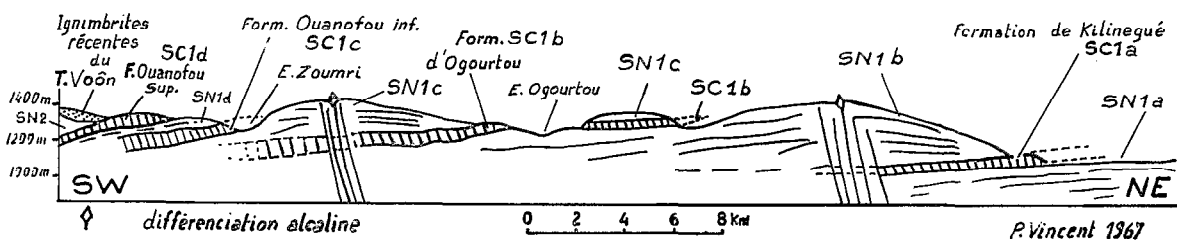


FIG. 3. — Coupe schématique NE-NW du trapp du Tarso Ourari montrant l'alternance des Séries Claires 1 et des Séries Noires 1.

Les rhyolites des plateaux

Le nom donné à ces formations se justifie mieux encore que pour les basaltes. L'extension horizontale des « nappes » peut être considérable — jusqu'à 100 km ici — pour des épaisseurs réduites parfois à quelques mètres ; leur surface originelle est plane, avec des pentes maxima inférieures à celles que l'on peut noter sur les basaltes (2 à 3°).

Toutes ces rhyolites sont des roches particulières appelées *ignimbrites* ; on sait maintenant qu'elles proviennent d'un magma extrêmement riche en gaz, qui s'épanche rapidement, quoique de façon non

explosive, en donnant une « lave vivante », qui se dégage progressivement pendant son écoulement et postérieurement à son immobilisation. L'exsolution des gaz en une phase indépendante donne d'abord une lave micro-poncifiée, puis les bulles éclatent et la coulée se fragmente en écharde vitreuses véhiculées par le gaz en expansion, qui se souderont après l'immobilisation en raison de leur haute température (tufs-soudés). Il se forme ainsi des coulées de tufs extrêmement fluides, présentant des analogies avec les nuées ardentes (possibilité de remonter à contre-pente par exemple) mais aussi bien des différences (granulométrie fine, possibilité de se former loin du point de sortie à partir de la lave-vivante, en donnant une « coulée de tuf de néogène »). En amont et à la partie inférieure des nappes, il peut subsister de la lave non fragmentée sous les tufs soudés ; elle a une structure microscopique continue (structure microponcifiée pseudo-fluidale) qui l'oppose à la structure discontinue des ignimbrites tufacées (structure vitroclastique).

A la base des nappes, on trouve habituellement des tufs peu épais, non soudés à cause d'un refroidissement rapide, et exceptionnellement des brèches de débouillage, à proximité des points de sortie (Kilinégué).

Les ignimbrites-laves, malgré un volume initial moindre, jouent un rôle morphologique important du fait de leur grande résistance à l'érosion, alors que les ignimbrites-tufs, tendres et à joints prismatiques verticaux très marqués, résistent mal.

Contrairement aux tufs aériens, les nappes ignimbritiques contournent des reliefs, nivellent le paysage en comblant les vallées et les dépressions. Elles créent des conditions favorables au développement de lacs sur leur marges, dans lesquels vont venir s'accumuler les produits arrachés à la partie émergée de la nappe — comme cela a pu être observé après la seule éruption historique de ce type (tufites du lac de « Three Forks », Vallée des Dix Mille Fumées, Alaska, in BORDET et al., 1963).

Les eaux des lacs, riches en silice, constituaient un milieu très favorable à la prolifération des diatomées, algues brunes à enveloppe siliceuse dont l'accumulation forme les diatomites.

Il y a ainsi un ordonnancement logique de ces associations volcano-sédimentaires, donnant des séquences rythmiques. Une séquence complète comporte à la base des *niveaux volcaniques* (ignimbrite-lave, puis ignimbrite-tuf), puis des *niveaux volcano-détritiques* (tufites, tufs stratifiés — parfois à sédimentation entrecroisée — apportés par le ruissellement ou le vent), enfin des niveaux bio-chimiques (diatomites, plus ou moins mélangées d'argile). Il peut y avoir des récurrences détritiques - biochimiques. La séquence peut être incomplète soit originellement, soit du fait de l'érosion. Les accidents siliceux sont fréquents (meulière, porcelanite).

On comprend que si les nappes ignimbritiques elles-mêmes fournissent des repères stratigraphiques de premier ordre en raison de leur extension régionale, il ne peut être de même pour une couche sédimentaire à cause des rapides changements latéraux de faciès qui se produisent ; l'expérience a montré qu'un ensemble de couches sédimentaires forme un repère ou un « marqueur » stratigraphique valable localement.

Les différents éléments d'une séquence volcano-sédimentaire représentent des durées très inégales : les ignimbrites, même épaisses se déposent en quelques heures ou en quelques jours ; pour les couches les plus importantes de diatomites, la durée des dépôts est de l'ordre de milliers d'années (d'après H. FAURE), soit sans doute de plusieurs centaines de milliers d'années pour l'ensemble des formations lacustres.

CHRONOLOGIE RELATIVE DES ÉPANCHEMENTS VOLCANIQUES ET DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES

Le volcanisme du Tibesti s'est poursuivi sur un laps de temps relativement long qui couvre au moins le Tertiaire supérieur et tout le Quaternaire, avec des interruptions certainement moins fréquentes et moins prononcées que dans l'Atakor. Cette constance des éruptions a permis la conservation de témoignages de périodes plus nombreux qu'ailleurs au Sahara. Pour l'instant, les témoignages les plus anciens que l'on connaisse à la base du trapp du Tarso Ourari sont constitués par des altérations du substratum et quelques sédiments lacustres peu épais et discontinus, au nord de la piste et dans la région des enneris Ogourtou et

Yebigué. Puis on a trouvé des sols rouges et des alluvions (oueds) de sables quartzeux à matrice argileuse rougeâtre (par exemple près de l'enneri Oudingueur, au NE du Toussidé, ou sur la piste de Zoui à Aozou), interstratifiés dans la *Série Noire* 1a. Ensuite, les formations lacustres et fluviales les plus belles et les plus importantes sont celles qui se trouvent liées aux ignimbrites des plateaux. La vigueur de l'érosion ultérieure a malheureusement entraîné la destruction de nombreux vestiges alluviaux de cette longue période. Finalement, on retrouve des formations de ce type au Quaternaire supérieur.

Dans l'état actuel des connaissances, nous nous proposons de présenter deux grands types de dépôts lacustres et fluviaux :

- les formations fossilisées par les nappes ignimbritiques et basaltiques du Tarso Ourari,
- les formations de la fin du Quaternaire.

ÉTUDE DES FORMATIONS INTERSTRATIFIÉES DANS LE TRAPP DU TARSO OURARI

Le tableau suivant résume la stratigraphie qui a pu être établie. Les *Séries Noires* (SN 1) représentent les basaltes de plateau et les rares produits de différenciation associés (trachyte, phonolite). Les *Séries Claires* (SC 1) correspondent aux nappes ignimbritiques interstratifiées dans les basaltes et les couches sédimentaires associées.

La masse des coulées basalto-andésitiques des boucliers hawaïens (SN 2) est postérieure à la SN 1e ; on peut noter cependant que localement les toutes premières manifestations de ce volcanisme central sont un peu antérieures, et pourraient être contemporaines de la fin du volcanisme des plateaux (labradorites porphyriques de la SN 1d).

TABLEAU I

Succession des formations antérieures au « Grand creusement des Vallées » du Tibesti

	« Grand creusement des Vallées »
SC 2	Ignimbrite du Tarso Voon. Erosion importante et lacune.
SN 2	Série des « boucliers hawaïens ». Erosion importante.
SN 1e	Basalte à pyroxène.
SC 1d	Formation fluvio-lacustre supérieure de Ouanofou.
SN 1d	Apparition des premières Labradorites porphyriques ; Basaltes à grain fin.
SC 1c	Formation fluvio-lacustre inférieure de Ouanofou.
SN 1c	Coulées plus épaisses, dont des basanitoïdes, disposition fréquente en sphéroïdes de 10 m de côté à débit concentrique.
SC 1b	Formation fluvio-lacustre d'Ogourtou. Ravinement entre certaines séquences. Vers l'est la formation se diversifie et passe de 25 m à plus de 100 m.
SN 1b	Ravinement avant SC 1b. Plusieurs niveaux de sols latéritiques rouges vers le haut de la série dont l'épaisseur maximale dépasse 300 m.
SC 1a	Formation de Kilinégué. Niveau d'altération rouge au sommet. Épaisses séquences d'ignimbrite tufacée sans diatomite, bois fossiles.
SN 1a	Basaltes ; maximum d'extension vers le NE.

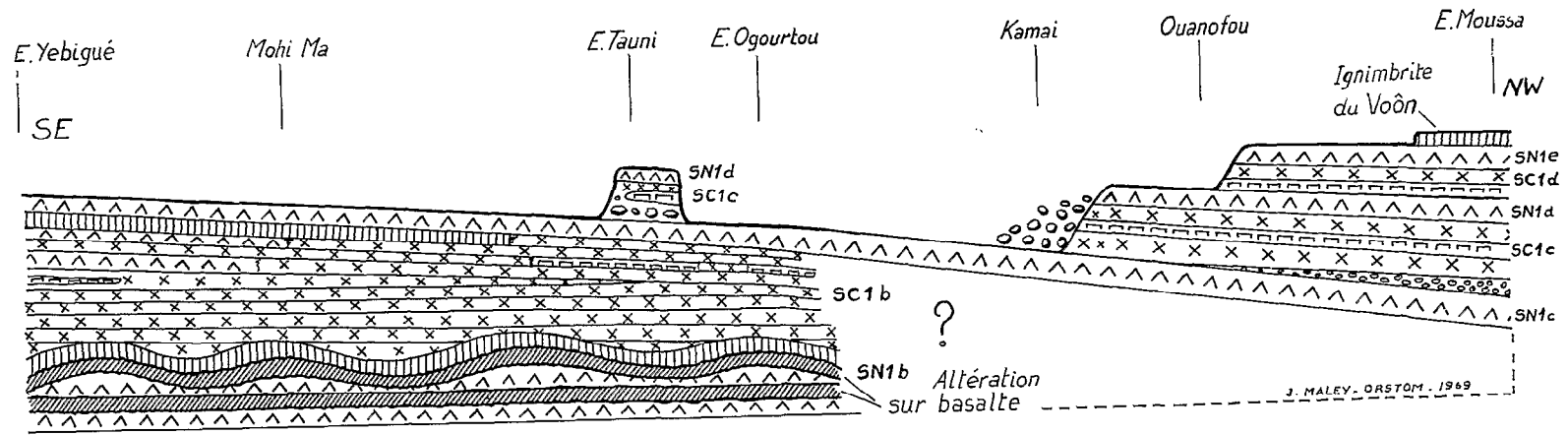


FIG. 4. — Coupe schématique SE-NW montrant l'alternance des Séries Claires 1 et des Séries Noires 1 au niveau de l'enneri Zoumri et au nord du Tarso Toon.

LA FORMATION DE KILINÉGUÉ

La coupe étudiée au SW d'Omchi (6 km au 215° d'Omchi) ne comporte que des ignimbrites laves ou des ignimbrites tufacées sans dépôts stratifiés lacustres ou fluviaux.

Coupe de haut en bas, les hauteurs sont approximatives, l'épaisseur totale est de 75 m :

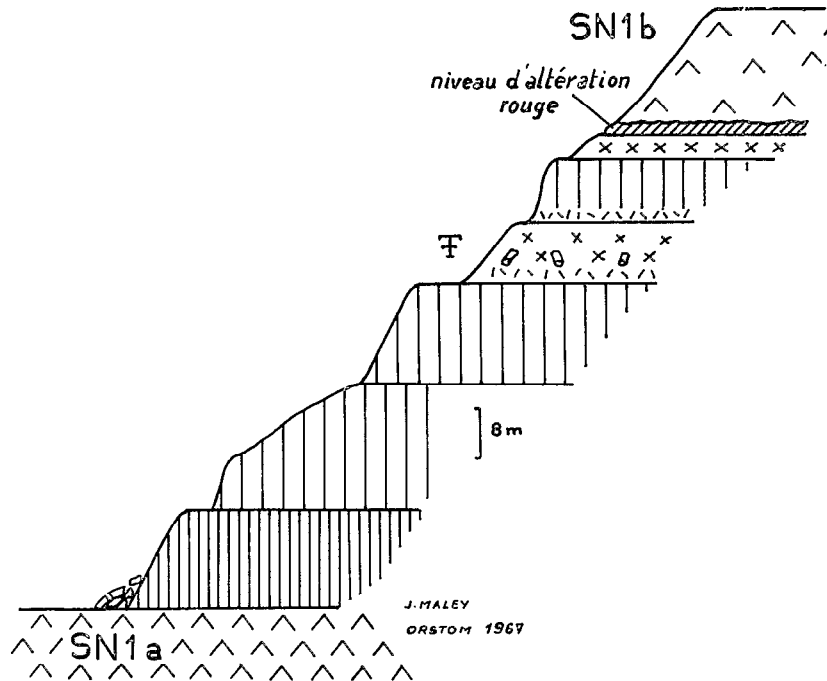


FIG. 5. — La formation de Kilinégué au SW d'Omchi. Vers le haut, nappe ignimbritique avec des bois fossiles.

7. Niveau très rubéfié, 1 m.
6. Tuf clair grossier, 4 m.
5. Ignimbrite tufacée beige, la base est bréchique, 10 m.
4. Ignimbrite tufacée beige, la base est bréchique. La masse tufacée contient de nombreux fragments de troncs d'arbres silicifiés disposés dans tous les sens et non carbonisés, 10 m.
3. Ignimbrite lave foncée très altérée, érosion en boules, 15 m.
2. Ignimbrite tufacée rose à débit prismé, 20 m.
1. Ignimbrite lave verte et beige à gros cristaux, 15 m.

Le basalte de la SN 1a affleure dans le fond de l'enneri local.

Un témoin de cette formation est situé à 12 km au NW, le long de la piste. La formation est moins épaisse, (environ 50 m), apparaît au centre d'une grande colline isolée qui a au moins 200 m de haut, située au nord du Tarso Ourari, et de la piste, entre les enneris Ogourtou et Dohou. La base de la colline est constituée par les basaltes les plus anciens, ceux de la SN 1a. La formation de Kilinégué se termine aussi en ce lieu par un niveau très rubéfié et les nappes ignimbritiques ennoient un paléorelief très accentué ; plus au sud, le flanc NE du Tarso Ourari ne comporte pas d'intercalation d'ignimbrite, ce qui prouve

qu'au moment des émissions du Kilinégué, le trapp SN 1a du Tarso Ourari était déjà très épais. Le sommet de la colline est constitué par plusieurs nappes de basalte de la SN 1b.

La formation fluvio-lacustre d'Ogourtou

C'est en amont de l'enneri Ogourtou qu'a été reconnue cette formation et qu'ont pu être précisés ses rapports avec les basaltes des SN 1b et SN 1c. La formation d'Ogourtou a à environ 25 m de puissance, mais elle devient beaucoup plus épaisse vers l'est où elle atteint environ 80 m dans la partie orientale de l'enneri Dohou, vers Mohi Ma et plus de 100 m dans l'enneri Yébigué.

Dans la localité type il a été difficile de distinguer des séquences ignimbrétiques nettes. La base est constituée par une épaisse (10 m) nappe d'ignimbrite tufacée beige qui se débite en grands prismes et dont le sommet contient sur plus de 2 m un paléosol de type latéritique ; la partie supérieure de ce sol est très rubéfiée et un peu remaniée. Tout le reste de la formation est constitué de tufs plus ou moins fins déposés

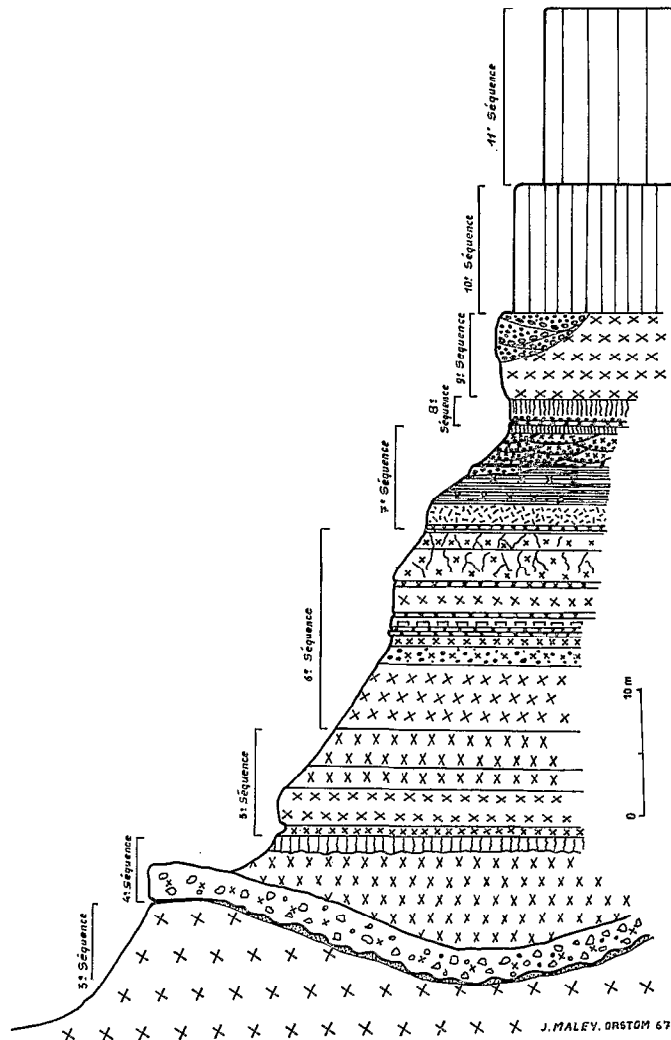


FIG. 6. — La formation fluvio-lacustre d'Ogourtou à Mohi-Ma.

sous l'eau (conglomérats, stratification simple ou entrecroisée, slumpings). Ces tufs sont parfois rougeâtres du fait, sans doute, du remaniement de sols latéritiques qui ont repérés dans la SN 1b le long de l'enneri Ogourtou, dans une falaise haute d'une quarantaine de mètres. En cet endroit, on observe l'empilement régulier et à peu près horizontal de cinq nappes basaltiques dont le sommet de chacune a subi, sur 2 ou 3 m, une altération responsable des sols rouges de type latéritique. Le haut de la formation d'Ogourtou comporte deux couches de diatomites indiquant que des conditions lacustres ont réussi à s'installet provisoirement. Ces diatomites contiennent des nodules altérés qui sont des projections volcaniques, et des concrétions siliceuses. La formation est finalement surmontée par une argile colluvionnée compacte, rouge-brun, épaisse de 40 cm ; d'après G. BOCQUIER, pédologue à l'ORSTOM, il s'agit d'une argile d'altération basaltique à caractère vertisolique.

En amont de l'enneri Tauni, à 6 km plus à l'est, on voit que là, cette formation comporte 3 séquences ignimbritiques ; la première et la troisième sont rubéfiées au sommet, celle-ci comportant une lentille de diatomite de moins d'un kilomètre d'extension ; il s'agit donc ici d'un très petit lac qui n'a rien de comparable sans doute avec les lacs très étendus de la formation de Ouanofo inférieure.

A Mohi Ma, 19 km à l'est d'Ogourtou, 11 séquences ignimbritiques ont été comptées ; entre plusieurs, il existe un ravinement de la séquence précédente. Les 8 premières séquences sont constituées par des ignimbrites tufacées ; de la 5^e à la 9^e séquence il y a de nombreux tufs stratifiés, des conglomérats à stratification entrecroisée et une couche de diatomite dans la 6^e séquence. Les 2 dernières séquences sont constituées par deux nappes d'ignimbrite lave. Dans une falaise voisine, deux coulées basaltiques ont été observées s'insinuant entre des séquences du milieu de la formation. Ces basaltes pourraient se retrouver dans la vallée de l'enneri Yebigué.

Dans ce dernier enneri, situé à plus de 30 km à l'est de l'enneri Ogourtou, toute la falaise formant la vallée est constituée par la SC 1b épaisse ici de 110 à 120 m, et formée par environ 8 épaisses séquences ignimbritiques. Les 3 premières comportent des dépôts de tufs stratifiés avec parfois une stratification entrecroisée. La 5^e séquence comporte un mince niveau de diatomite (20 à 30 cm) disposé en lentilles. Avant le basalte sommital de la SN 1c, se situent deux basaltes interstratifiés entre les 6^e, 7^e et 8^e séquences.

La formation fluvio-lacustre inférieure de Ouanofo

Cette formation est la plus importante du point de vue du développement des conditions lacustres, et à notre connaissance, c'est celle qui a la plus grande extension est-ouest, environ 35 km. Alors que la formation de Kilinégué avait son extension maximum dans la partie septentrionale du Tarso Ourari, celle d'Ogourtou dans la partie centrale et méridionale, celle-ci se trouve nettement sur son flanc méridional, séparée des basaltes de la SN 1c par une phase érosive importante, et de plus elle vient finir sur la retombée SW de l'Ourari avec un rivage quasiment rectiligne qui montre clairement que le relief en voûte du trapp de la SN 1c est antérieur. L'enneri Zoumri-Bardagué a creusé son lit justement au niveau de cette discontinuité.

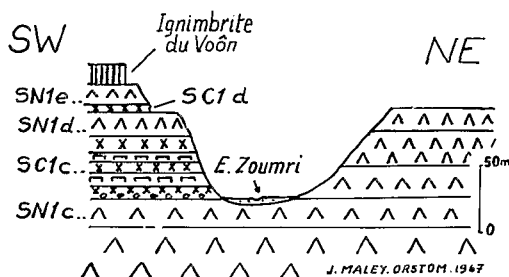


FIG. 7. — Coupe schématique de la formation fluvio-lacustre inférieure de Ouanofo près du village de Ouanofo.

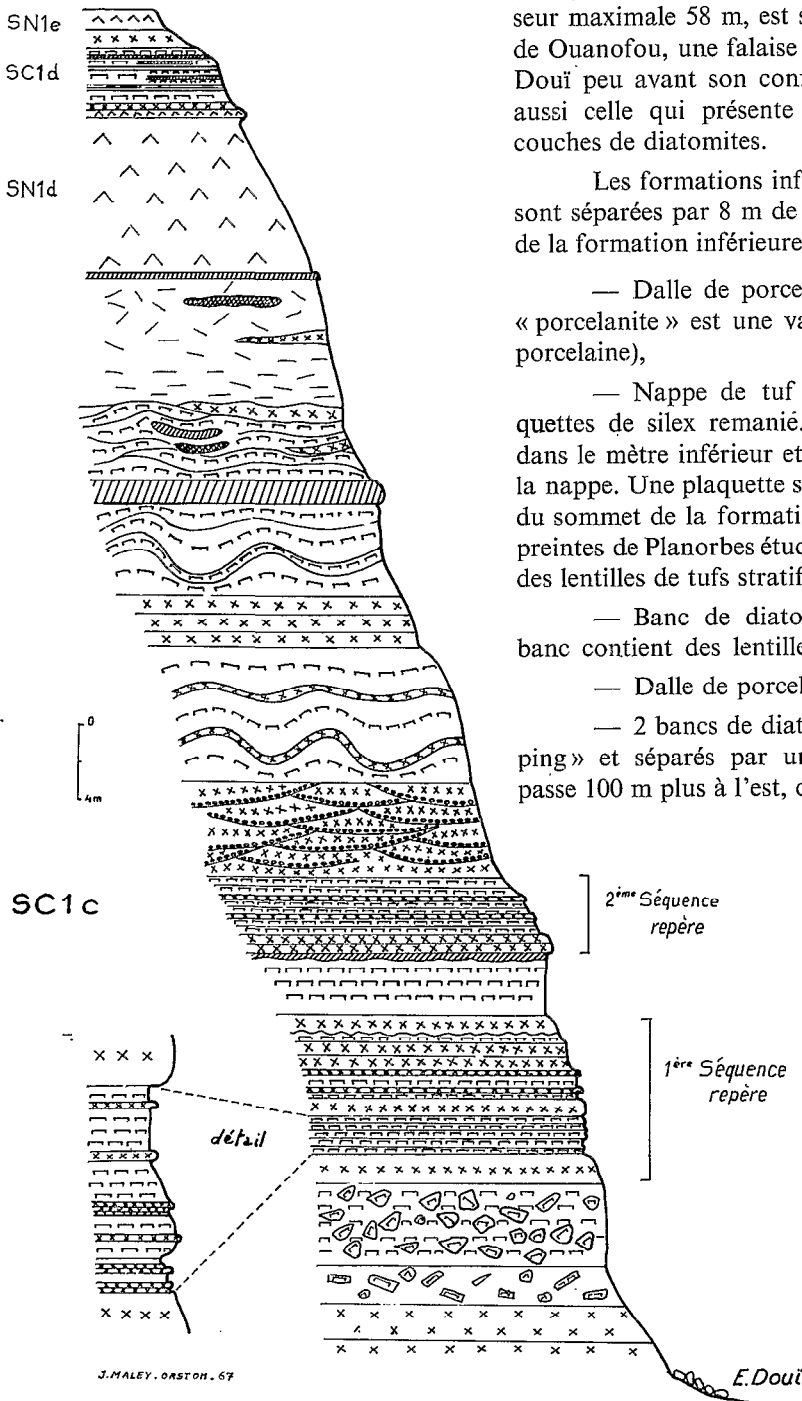


FIG. 8. — Coupe des formations fluvio-lacustres inférieure et supérieure de Ouanofou à 2 750 m au 225° du village de Ouanofou.

Cette formation est actuellement la mieux connue. 8 coupes ont été relevées, 2 par FAURE (1965), 1 par ROGNON (1965) et 5 par MALEY (1967). La coupe-type ayant l'épaisseur maximale 58 m, est située à 2 750 m au 255° du village de Ouanofou, une falaise au pied de laquelle coule l'enneri Douï peu avant son confluent avec l'enneri Zoumri. C'est aussi celle qui présente le développement maximum des couches de diatomites.

Les formations inférieure et supérieure de Ouanofou sont séparées par 8 m de basalte altéré de la SN 1d. La coupe de la formation inférieure présente, de haut en bas :

— Dalle de porcelanite grise très dure : 10 cm (la « porcelanite » est une variété d'opale ayant l'aspect de la porcelaine),

— Nappe de tuf ignimbritique beige avec des plaquettes de silex remanié. Ces plaquettes sont horizontales dans le mètre inférieur et dans tous les sens dans le reste de la nappe. Une plaquette semblable dans une nappe identique du sommet de la formation à Ouanofou, a fourni des empreintes de Planorbes étudiés plus loin. Cette nappe comporte des lentilles de tufs stratifiés, etc., 7 m.

— Banc de diatomite plissé par « slumping ». Ce banc contient des lentilles de porcelanite, de tufs, etc., 4 m.

— Dalle de porcelanite compacte blanche, 1 m.

— 2 bancs de diatomite compacte, plissés par « slumping » et séparés par une couche de tuf de 2,70 m qui passe 100 m plus à l'est, dans un petit ravin adjacent, à une nappe d'ignimbrite tufacée épaisse de 10 m. Le banc inférieur contient deux minces niveaux continus de tuf de 20 cm chacun, 14,50 m.

— Tuf noirâtre grossier à stratification entrecroisée (galets de basalte) de 5 m de puissance.

— 2 séquences caractéristiques constituées par des alternances régulières de petites couches de diatomite, entre 40 et 10 cm, parfois moins, avec des couches de tufs d'épaisseur semblable. Séparant ces deux séquences se trouve une couche de 2,75 m de diatomite blanche feuilletée surmontée d'une couche de porcelanite verdâtre épaisse de 10 cm. On retrouve ces 2 séquences en remontant

l'enneri Douï et aussi le long de l'enneri Zoumri jusqu'à 2 ou 3 km en amont de Ouanofou (fig. 8, A, B', C, D), 16 m.

— Banc compact de diatomite blanche bréchique (monogénique ?), 4,20 m.

— « Lahar » (= brèche volcanique) formé de gros blocs anguleux de diatomite et de basalte, de plus petits fragments de schiste précambrien et de porcelanite dans une matrice constituée par un tuf argileux vert, 2 m.

— Tuf beige marbré de rouille, 2 m.

— Tuf rouge brun compact < 1,50 m.

Le contact avec le basalte SN 1c n'est pas visible ici car la vallée a été remblayée sur 3 ou 4 mètres mais on se rend compte un peu en amont dans l'enneri Zoumri, que ce basalte constitue le substratum des enneris coulant dans la région.

Plus au nord, en remontant le cours de l'enneri Douï, les faciès siliceux compacts prennent beaucoup d'importance, en particulier dans le haut de la formation se trouve une épaisse dalle de silex épaisse

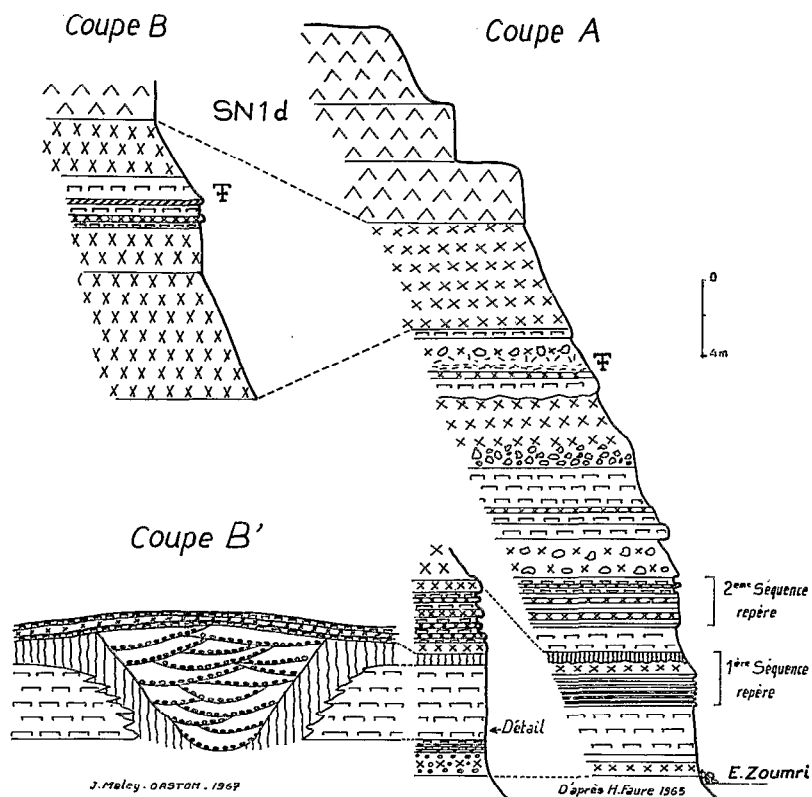
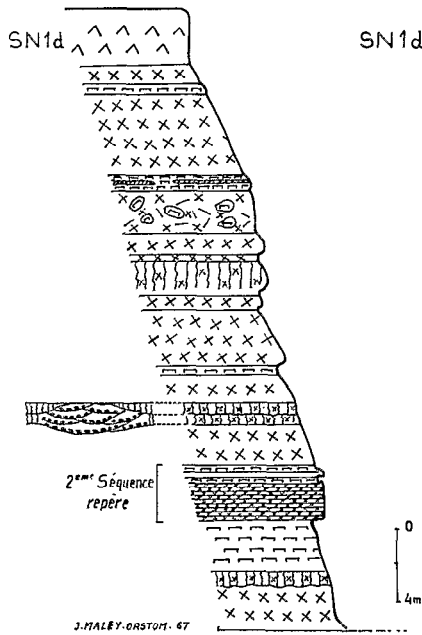


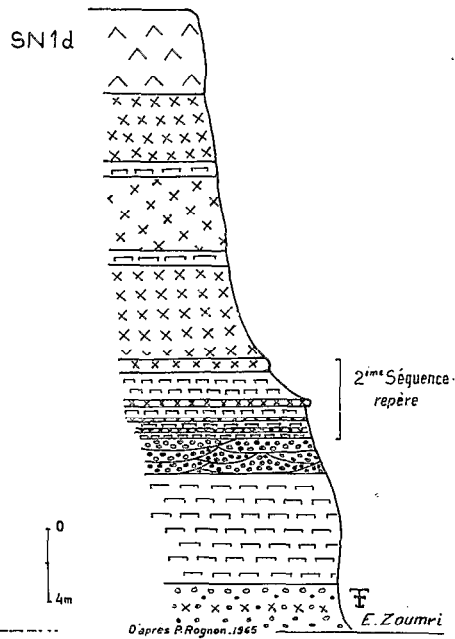
FIG. 9. — Coupes sériees de la formation fluvio-lacustre inférieure de Ouanofou le long de l'enneri Zoumri. (suite p. 139).

- Coupe A. Falaise surplombant le village de Ouanofou ; les Planorbis étudiés viennent du point fossilifère.
- Coupe B. Détail du sommet de la falaise 100 m à l'est de A. (hauteur exagérée). L'échantillon n° 736 (analyse pollinique) vient du point fossilifère.
- Coupe B'. Coulée boueuse brune.
- Coupe C. Coupe à environ 1 km à l'est de Ouanofou ; l'échantillon n° 623 (analyse pollinique) provient du point fossilifère.
- Coupe D. Environ 1,5 km à l'est de Ouanofou.
- Coupe E. Environ 4 km à l'est de Ouanofou.
- Coupe F. Environ 22 km à l'est de Ouanofou, le long de l'enneri Tauni.
- Coupe F'. Détail de la formation dans l'enneri Tauni.

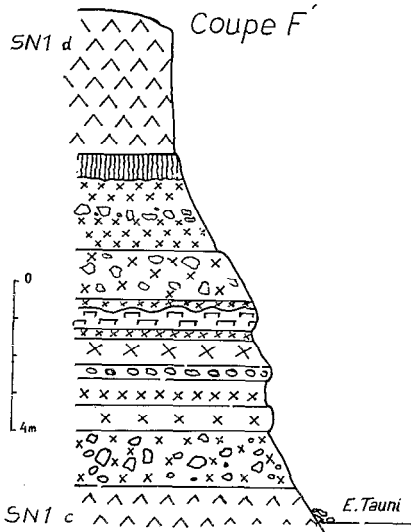
Coupe D



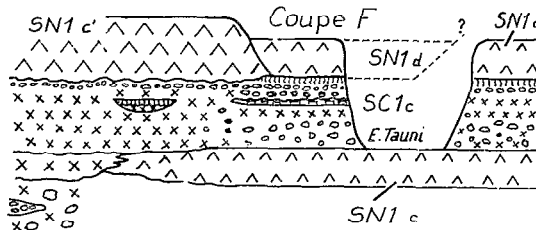
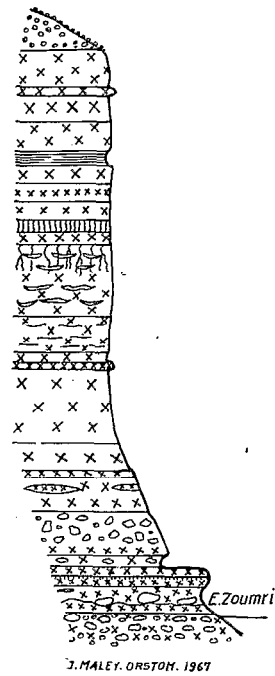
Coupe C



Coupe F'



Coupe E



de 2 m dont certains fragments comportent des empreintes de très petites coquilles de Gastéropodes, 1 à 22 mm, et des filaments (algues ?) observés au microscope.

Vers l'ouest, au niveau de l'enneri Moussa, enneri qui permet d'accéder à la caldeira du Tarso Voon et qui coule grosso modo parallèlement à l'enneri Douï, 5 km à l'ouest, la formation n'a plus que 27 m d'épaisseur (FAURE, 1965) ; la série basale est ici bien développée, 12 m, et constituée uniquement par un lahar comportant de grands blocs de formation lacustre basculée, parfois cuits. On observe ensuite une formation lacustre riche en opale et quartz très fin, épaisse de 15 m.

A l'est en amont de Ouanofou, le long de l'enneri Zoumri (fig. 9), les couches de diatomite se font de plus en plus rares, cédant la place à des tufs. Corrélativement, l'épaisseur diminue progressivement ; la dernière coupe observée mesure 9 m et présente vers le milieu une couche de diatomite épaisse de 50 cm. C'est dans la zone à l'est de Ouanofou qu'on remarque la présence de niveaux d'altération pédologiques conservant parfois des traces très nettes de racines, correspondant à des émerisions (fig. 9E). A cent mètres environ à l'est de Ouanofou, on observe une importante coulée boueuse qui a complètement raviné une épaisse couche de diatomite vers la base de la formation sur plus de 3 m ainsi que des tufs sous-jacents (fig. 9B'). Les parois du chenal sont tapissées par une argile brun foncé, le centre du chenal est constitué par un conglomérat de galets et graviers de basalte et de quartz dans une matrice brune. Ces colluvions proviendraient en partie du démantèlement des basaltes et des sols couvrant les pentes des alentours (*).

Les couches de tufs et de diatomites reprennent régulièrement au-dessus de la coulée boueuse. Plus en amont d'autres coulées boueuses intraformationnelles de moindre importance ont été observées.

En conclusion, il faut préciser que vers l'est la sédimentation est de plus en plus grossière, que c'est dans la région de Ouanofou que se situent les épaisseurs maximales de diatomites, correspondant à une sédimentation siliceuse d'origine biologique et qu'à partir de l'enneri Douï et en allant vers l'ouest la sédimentation d'origine chimique est prépondérante. Il semble donc que la zone principale d'alimentation fluviale de cette formation était à l'est et que le barrage qui avait créé la retenue était à l'ouest.

La formation fluvio-lacustre supérieure de Ouanofou

5 coupes sont connues pour cette formation : 1 de FAURE (1965), 1 de ROGNON (1965) et 3 de MALEY (1967). L'épaisseur moyenne est de 10 m et le maximum est 35 m dans l'enneri Moussa (coupe aval). La coupe la plus orientale, située à 1,5 km environ WNW de Ouanofou, est constituée uniquement de tufs surmontés par une nappe d'ignimbrite tufacée à débits prismés. En moins d'un kilomètre, en allant vers l'ouest il y a un changement total de faciès et l'on passe à une coupe (partie supérieure de la fig. 7) comportant une épaisse couche de diatomite compacte de 3,20 m, encadrée par deux couches de tufs de 30 cm à la base et 1 m au sommet ; la diatomite comporte plusieurs grandes lentilles de porcelanite, de silex noirâtre et d'argile vert clair.

Dans la palmeraie de Douï, 3 km plus au sud, la formation est un peu plus épaisse (8 m), elle est recouverte par une ignimbrite tufacée de 3,50 m et présente une zone d'altération au sommet. Le détail de la coupe est semblable, la couche de diatomite comportant seulement des lentilles plus importantes et plus épaisses de porcelanite : 70 cm, et un banc de silex à tiges de plantes herbacées (Phragmites ?).

Plus à l'ouest, dans l'enneri Moussa, deux coupes ont été relevées, la plus détaillée est située en amont du point d'eau ; elle est très différente des autres et comporte surtout des tufs et trois couches de diatomite qui ont chacune entre 0,40 m et 1,50 m, l'épaisseur totale est d'environ 12 m. Entre le point d'eau et le lieu de relevé de la première coupe, la formation offre plusieurs niveaux de diatomite sur les 25 premiers mètres. Les dix derniers mètres sont constitués de blocs disloqués de formations lacustres et volcaniques ; l'épaisseur maximum connue est donc de 35 m (**).

* Une argile accompagnant des diatomites (position non précisée) a été analysée par G. MARINELLI : la montmorillonite est très abondante, très peu d'illite et de kaolinite.

** G. MARINELLI a aussi étudié des argiles de cette formation : il note de fortes proportions de kaolinite et de montmorillonite : au microscope il a observé des amphiboles bleues, de l'acmite et de la fluorine qui viennent certainement des ignimbrites.

Seules cette formation et celle située à environ 2,5 km WNW de Ouanofou ne sont pas couronnées par une ignimbrite. Un basalte à pyroxène de la SN 1e coiffe généralement cette série claire, sauf à la palmeraie de Douï.

Une érosion importante se situe après la SN 1e, antérieurement à la SN 2 et à l'ignimbrite du Tarso Voon (SC 2). Cette érosion est responsable du ravinement de la formation inférieure de Ouanofou dans la région de Kamai, suivi du dépôt d'une brèche contenant en particulier des blocs d'ignimbrite de plusieurs m³ (fig. 3). La SN 1e est recouverte dans toute la région par l'ignimbrite venant du Tarso Voon (SC 2) et dont l'émission précéda le « grand creusement des vallées ».

LES FORMATIONS FLUVIATILES ET LACUSTRES DE LA FIN DU QUATERNAIRE

La formation des lignes du réseau hydrographique du Tibesti remonte au « grand creusement des vallées » qui se situerait au tout début du Quaternaire (voir la conclusion). JAKEL (1967) et HAGEDORN et JAKEL (1969) décrivent cinq terrasses principales au Tibesti. Les deux dernières sont holocènes. L'âge des trois premières est hypothétique ; certains témoins ont été protégés par des coulées de laves qui pourront être datées par des méthodes radiométriques.

Dans l'enneri Zoumri-Bardagué, à 5 km en amont de Bardai se trouve une coupe intéressante où l'on peut observer plusieurs terrasses emboîtées, entaillées par l'érosion actuelle (MALEY, 1967).

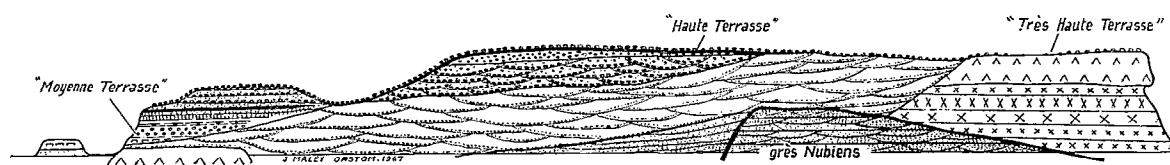


FIG. 10. — Coupe des terrasses fluviales de l'enneri Zoumri à 5 km en amont de Bardai.

La « Très Haute Terrasse »

La terrasse la plus ancienne est constituée par 5 m environ de tufs stratifiés bruns, rouges et beiges. Ils sont coiffés par une coulée basaltique épaisse de 3 m. Les tufs reposent sur les Grès Nubiens qui affleurent dans le fond de la vallée. Il semble qu'on puisse paralléliser cette terrasse avec la « Hochterrasse » de HAGEDORN et JAKEL ; elle pourra être appelée la « Très Haute Terrasse ».

La « Haute Terrasse »

Après une période d'érosion et emboîtés dans la terrasse précédente se déposèrent les sédiments d'une nouvelle terrasse :

- à la base, 2 ou 3 m de limon brun assez fin, à stratification régulière,
- puis, après une discontinuité, sur environ 6 m, se trouvent d'abord des sables brunâtres à éléments roulés de quartz, de basalte et de tuf ayant une stratification entrecroisée, puis ces sables passent progressivement à des cinérites beiges claires épaisses de 2 m environ et finalement à de nouveaux sables brunâtres à éléments roulés, sur environ 2 m,
- avant le dépôt du dernier épisode de la terrasse, il y eut une légère reprise de l'érosion qui est marquée par une nette discontinuité. Ce fait a été signalé en d'autres endroits par HAGEDORN et JAKEL.

— la partie supérieure de la terrasse est formée par des sédiments grossiers, conglomératiques, à stratification entrecroisée, sur environ 2 m. La terrasse est épaisse ici de 10 à 11 m.

Dans ce même enneri, à Tieboro, à 5 km en amont de Zoui, ROGNON (1965) a observé une terrasse dont le sommet est situé entre 15 et 20 m du fond de l'enneri. Elle est formée :

— à la base, de blocs et de sables à stratifications entrecroisées, et d'une accumulation importante de limons et de cendres parfois lités,

— au sommet par une couche de galets de roches volcaniques épaisse de 1 m (localement de 4 à 5 m). Le sommet est parfois encroûté.

Dans l'enneri Yebigué, ROGNON (1965) a observé, près de l'embouchure de l'enneri Iski (à la hauteur de Mohi Ma) un niveau d'érosion à 15-20 m avec des placages d'alluvions grossières.

Ces terrasses peuvent être parallélisées avec la « Oberterrasse » de HAGEDORN et JAKEL ; on l'appellera « Haute Terrasse », HAGEDORN et JAKEL la situent, à titre d'hypothèses, durant le Würm.

La « Moyenne Terrasse »

Après une nouvelle phase d'érosion, se sont déposés les différents termes d'une terrasse emboîtée dans la « Haute Terrasse » (fig. 10).

— La base est caractérisée par une couche épaisse et compacte de 2 à 3 m de cinérites blanches à diatomées, gastéropodes et empreintes de plantes (des feuilles d'herbacées : Phragmites peut-être, ont été observées sur le terrain). En raison de la finesse et de la régularité du sédiment, on peut penser que des conditions lacustres favorables ont dû régner durant son dépôt.

— La partie moyenne, épaisse d'environ 3 m, est formée de nombreuses couches régulièrement déposées et constituée d'éléments grossiers épars dans une matrice fine, brune à la base et beige vers le haut.

— La partie supérieure est constituée entièrement par des enchevêtrements de nombreux petits tubes calcaires qui correspondent à la base fossilisée de tiges de roseau (Phragmites). Un niveau épais de 20 cm, très induré, calcaire et brun, coiffe ces couches.

— Finalement, la terrasse est recouverte par 2 m environ, de dépôts très grossiers, des cailloutis noirâtres qui sont emballés à la base dans une matrice beige claire.

Cette terrasse épaisse d'environ 8 m correspond à la « Mittelterrasse » de HAGEDORN et JAKEL pour laquelle trois datations radiométriques au ^{14}C ont donné

— $11\ 925 \pm 300$ ans BP* (?) et $9\ 340 \pm 85$ ans BP dans la région de Bardai.

— $8\ 180 \pm 70$ ans BP dans l'enneri Yebigué.

Cette moyenne terrasse se situe donc au début de l'Holocène. Elle est caractérisée par des cinérites claires à diatomées, gastéropodes et restes de plantes ; durant cette période des conditions lacustres ont dû prévaloir par endroits dans les vallées et dans les dépressions. Des dépôts semblables se retrouvent en de nombreux points du Tibesti. La liste donnée est certainement loin d'être close. Tout d'abord dans les cratères, d'ouest en est :

— Le Bégour contient une couche de 3 m de cinérites gris pâle, avec de nombreux gastéropodes (DALLONI, 1934, VINCENT, 1963, SPARKS and GROVE, 1961). HAGEDORN et JAKEL ont obtenu un âge de $8\ 295 \pm 130$ ans BP pour le sommet de la coupe.

* Before present.

— Le « Trou au Natron » (VINCENT, 1963, FAURE, 1967) est une caldeira d'explosion profonde de plus de 730 m avec des lambeaux de diatomites épais de 3 à 8 m contenant des niveaux à Gastéropodes. Ces diatomites tapissent le fond et les replats de la paroi du Trou entre les altitudes de 1 550 m et 1 875 m environ. FAURE (1967) a obtenu deux dates pour ces diatomites : $14\,790 \pm 400$ ans BP et $14\,970 \pm 400$ ans BP, faites sur des coquilles. Une incrustation calcaire dûe à des algues, située à 1 750 m d'altitude a donné $12\,400 \pm 400$ ans BP. L'auteur ajoute : « il faut préciser que les trois dates citées pourraient être trop anciennes du fait d'un apport possible de gaz carbonique d'origine volcanique dans les eaux du lac : des dégagements de CO_2 dans des sources natronées existent actuellement dans le fond du Trou ». Il est donc possible que l'âge des coquilles ait été vieilli de quelques milliers d'années.

— VINCENT a observé une diatomite de même type dans le fond du Tarso Yega.

D'autre part, au nord du Tarso Voon et au nord de la bifurcation des deux pistes chamelières, à l'altitude de 1 650 m environ, FAURE (1965) décrit une formation lacustre blanche tufacée, tendre et non calcaire, qui s'est déposée dans un petit lac situé dans une entaille creusée dans les ignimbrites. La roche est constituée d'une poudre en majorité isotrope, sans diatomées. L'auteur pense qu'il pourrait s'agir de cendres vitreuses.

Des dépôts de ce type se retrouvent en terrasse dans de nombreux enneris rayonnants autour du Tibesti.

Versant nord

A environ 25 km au NW de Bardai, dans l'enneri Oudingueur, au nord de Fochi, une terrasse haute de 30 m a été observée par DALLONI (1934) puis par GROVE (1960) ; ce dernier la décrit ainsi : « *they are built of dust and sand, much of it flaky, which appears to be volcanic origin* ».

— Dans l'enneri Douï (MALEY, 1967) à environ 3 km au NW de Ouanofou, se trouve une terrasse formée par une couche blanche de cinérites épaisses de 3 m, terminée par un niveau portant des empreintes de tiges de *Phragmites* et coiffée par des cailloutis épais d'un mètre au maximum.

— Dans l'enneri Yebigué, lorsque la piste quitte l'enneri pour se diriger vers Yebi Souma, emboîtées dans le « basalte des vallées » (quaternaire s.l.), VINCENT a observé sur plus de 5 m des alternances de cinérites et de tufs fins blancs avec des coquilles de Gastéropodes et des ossements indéterminables. Cette terrasse est surmontée localement par un mètre d'alluvions grossières (galets, graviers).

Versant sud

— Le long de la piste qui rejoint l'enneri Modragué, au SE du Tarso Tieroko se trouvent dans le fond d'un enneri, à 1 290 et 1 240 m d'altitude approximativement, des lambeaux de terrasse épais de 1 m environ, constitués par un sédiment blanc et fin.

— Dans la même région, ERGENZINGER (1968) a étudié des dépôts de terrasse très épais dans les enneris dévalant de la falaise de l'Ager-Tay, du Tieroko et de l'Emi Koussi (enneris Ke, Domar, Miski, etc.). Il décrit :

a. Une « Terrasse principale » (Hauptterrasse) qui correspond à la « Moyenne Terrasse » et qui est constituée d'éléments fins : argile, silt et sable. Son épaisseur est de 10 à 20 m suivant les endroits, le rebord supérieur est situé entre 15 et 24 m du lit actuel des enneris.

b. Sur cette terrasse principale ou sur des replats rocheux situés plus hauts, l'auteur a observé une couche de cailloutis épaisse de 3 m au maximum qu'il nomme « Terrasse supérieure » (Hochterrasse). Ces cailloutis sont tout à fait comparables à ceux qui coiffent la « Moyenne Terrasse » sur le versant nord.

— GROVE (1960) écrit, après avoir parlé de la terrasse de 30 m dans l'enneri Oudingueur au nord de Fochi (*cf. supra*) : « *similar formations, about 40 feet (12 m) thick, were seen in the wadis NE of Zouar* ». D'autre part dans la même région, près de Kayougué, à une vingtaine de km au nord de Sherda, SPARKS

et GROVE (1961) décrivent une terrasse dont le rebord se situe à 9 m au-dessus du lit de l'enneri « *with numerous fragments of fossilized wood, up to an inch (2,5 cm) in diameter and a foot (30 cm) or two in length, in which, unfortunately, no organized structure was recognizable* ». Les auteurs ajoutent : « *the origin of the terrace is not clear but many similar terraces have been noted in Tibesti at comparable heights above the valley floors, i.e. approximately 30 feet (9 m). They may have been formed by volcanic eruptions giving an increased load to wadi floods, or they may, in some cases, have been formed by lacustrine accumulation behind temporary sand barriers. They seem to indicate conditions more humid than the present climate, for they have now been dissected and survive only in protected localities* » FAURE (1965) signale aussi la présence de « cendres vitreuses » dans un dépôt situé au nord du Tarso Voon (*cf. supra*).

Les manifestations volcaniques récentes ou subactuelles sont localisées :

— A l'ouest du massif : le champ de petits cônes de scories et de coulées basaltiques de vallées, dans le Tarso Toh sur une superficie d'environ 2 400 km², l'édifice récent du Toussidé et autour de la caldeira du Tarso Voon (Soborom, etc.).

— A l'est, dans le Tibesti oriental, la chaîne de volcans très récents orientés NS.

Cette activité volcanique a pu influencer par des cendres, projections, etc. la charge des cours d'eau durant la dernière période humide importante (« Moyenne Terrasse »).

De l'industrie lithique d'aspect grossier en basalte, en particulier des « pics » ou des pièces plus petites, de type microlithique, en obsidienne ou en silex : nuclei, grattoirs, etc., a été trouvée sur les cailloutis qui coiffent les cinérites blanches de la « Moyenne Terrasse » de l'enneri Doui.

La « Moyenne Terrasse » décrite dans l'enneri Yebigué est recouverte par endroits seulement de quelques cailloutis épars. Une industrie semblable a été récoltée, associée à des fragments de poterie rouge vers l'extérieur, et ornée de nombreux pointillés incisés et alignés.

Dans l'enneri Tauni, au nord du Tarso Toon, 3 km en amont de son confluent et sur une terrasse située environ 5 m au-dessus du lit actuel, un petit gisement préhistorique n'excédant pas 10 m² a été repéré en surface (VINCENT et MALEY). Il comporte de nombreux tessons de poterie semblables à ceux de l'enneri Yebigué. Ici la plupart des fragments sont de grande dimension et décorés sur toute leur surface par des lignes de pointillés droites, sinusoïdales ou en zig-zag, de « *dotted wavy line* » décrite par ARKELL (1953) à Esh Shaheinab au Soudan près de Khartoum et qui est très caractéristique du Néolithique daté par le ¹⁴C de 5 000 à 5 500 ans BP. Il a aussi décrit (1949) un décor plus ancien, subnéolithique, formé par des lignes continues et ondulées : « *wavy line* ». Ce dernier type a été retrouvé sur un bord de vase de l'enneri Tauni. L'association de ces décors n'est pas un fait isolé au Tibesti et a été reconnue déjà dans la grotte de Tobaï située à environ 45 km au NW du Bégour (HUARD et MASSIP, 1964). A Délébo en Ennedi, massif montagneux au SE du Tibesti, BAILLOUD (1958) a trouvé aussi cette association dans un niveau qu'il appelle « Néolithique ancien » et qui est daté par le ¹⁴C de 7 200 ans BP. On pourrait donc tenter de situer le gisement de l'enneri Tauni entre 7 200 et 5 000 ans BP. Au Borkou, au sud du Tibesti, COURTIN (1966) a rencontré des poteries avec ces types de décor : une industrie en quartzite microlithique leur est associée ainsi que quelques pointes de facture grossière. Le gisement de l'enneri Tauni comporte aussi de l'outillage, en particulier deux gros grattoirs en basalte et un élément de parure composé d'un fragment de bracelet en schiste vert (une publication détaillée est en préparation). Le gisement est situé sur une large terrasse caillouteuse adossée au flanc rocheux sud de l'enneri dont le chenal fonctionnel est large de 50 m environ et placé contre la paroi nord de la vallée large ici de 200 m. Cette terrasse, vu l'âge approximatif donné au gisement, correspondrait à la « Moyenne Terrasse ». En contre-bas, à 2 m au-dessus du lit actuel, se trouve une « Basse Terrasse » caillouteuse (*cf. infra*) entaillée par les crues actuelles.

DALLONI (1948) a aussi trouvé à Sherda, au SW du massif, sur une terrasse dont l'altitude relative n'est pas précisée, de l'outillage préhistorique grossier qu'il avait appelé « Préchelléen ». HUGOT (1962) a étudié à nouveau le site ; il a conclu « qu'il s'agit d'une erreur ». Il précise : « j'ai récolté les objets identiques à ceux rapportés ou figurés par DALLONI, en des points de surface où ils étaient toujours accompagnés d'un néolithique très grossier (grattoirs, armatures, céramique) ».

La « Moyenne Terrasse » présente une grande ressemblance avec des terrasses de l'Atakor, particulièrement avec celle de l'oued Ansassarène qui fait apparaître, par endroits, un faciès lacustre (ROGNON, 1967) avec des dépôts de limons et de diatomites datés entre $11\ 580 \pm 350$ et $8\ 380 \pm 300$ ans BP. Parmi les diatomées décrites, certaines sont les mêmes que celles du « Trou au Natron » (cf. en annexe l'étude de A. EHRLICH et E. MANGUIN). Il faut relever les similitudes suivantes pour les deux massifs : outre *Melosira granulata* var. *angustissima* et *Synedra ulna* peu significatives, *Melosira italica* subsp. *subartica*, espèce d'eau froide. Dans l'Atakor on trouve également *Melosira italica* var. *valida*, *Ennotia monodon* et *Navicula Witrokii* qui sont également considérées comme des espèces d'eaux froides. Cette remarque paléogéographique montrerait que la phase humide principale de l'Holocène (12 000 à 8 000 ans BP) aurait été fraîche sur une grande partie du Sahara. Le Tibesti aurait donc subi assez récemment des influences « boréales ».

La « Basse Terrasse »

En contre-bas de la « Moyenne Terrasse » on rencontre généralement une « Basse Terrasse », c'est la « Niderterrasse » de HAGEDORN et JAKEL qu'ils datent par recoupement de 4 000 ans BP environ. L'édification de cette terrasse n'est pas encore achevée en $2\ 690 \pm 435$ ans BP puisque c'est l'âge donné à partir d'un échantillon d'ossement d'éléphant trouvé *in situ* (HAGEDORN et JAKEL). Cette terrasse est essentiellement constituée par des graviers et des cailloutis. ERGENZINGER (1968) distingue, au sud du Tibesti, deux niveaux à 3 m et à 6 m au-dessus du lit actuel.

Dans l'enneri Zoumri, à 5 km environ en amont de Bardai, se trouvent des dépôts de la « Basse Terrasse », mais par suite de conditions locales sans doute, leur épaisseur atteint 10 m de haut. Ils sont surtout constitués de sables, de graviers et de cailloutis à stratification entrecroisée renfermant parfois de grandes lentilles de tufs (cette terrasse n'est pas représentée sur la figure 9).

Plus en amont, près du débouché de l'enneri Douï, on observe des accumulations de cailloutis roulés, de graviers et de sables présentant souvent une stratification entrecroisée et une épaisseur de 6 m au maximum. Une industrie microlithique taillée en obsidienne et en silex y a été repérée (MALEY, 1967) *in situ*. Un outillage non défini recouvre aussi la terrasse.

Des témoins de cette « Basse Terrasse » ont été retrouvés en d'autres points du Tibesti, à Tieboro (cf. *supra*), dans l'enneri Yebigué, etc.

Une terrasse semblable existe aussi dans l'Atakor ; il s'agit de la terrasse T2 (ROGNON, 1967) qui s'est formée lors du passage du climat plus humide aux conditions actuelles. Elle se retrouve dans l'ensemble du Sahara et même au Proche Orient (ROGNON, 1967, p. 522-525).

Au Tibesti, la « Basse Terrasse » a été à nouveau entaillée par l'érosion qui s'est achevée entre 1 900 et 1 450 ans BP (HAGEDORN et JAKEL). Puis une nouvelle période d'accumulation a débuté et il semble qu'actuellement l'érosion attaque ces dépôts.

Les études conjointement menées sur le terrain et en laboratoire permettent à HAGEDORN et JAKEL de retenir l'hypothèse de conditions climatiques arides durant l'édification de toutes ces terrasses à l'exception de la « Moyenne Terrasse » dont l'édification se serait produite durant une période humide. Cela pourrait s'expliquer par le fait que cette période humide a coïncidé avec des apports considérables de sédiments généralement fins provenant principalement de l'érosion des formations volcaniques. Les cours d'eau n'ont pu les entraîner en totalité hors du massif et ils se sont déposés dans les vallées, les obstruant de façon telle que l'écoulement normal ne pouvant plus se faire, des lacs et marécages se sont alors installés. En d'autres endroits du Sahara, au Hoggar en particulier, cette époque correspond à l'élaboration de sédiments fins, dénotant un climat inhabituel qui est encore à préciser. C'est durant cette période que s'est édifié le grand delta de l'enneri Miski-Domar sur les marges de l'immense lac du Paléo-Tchad. Ce delta se terminait à la falaise actuelle de l'Angama, sur un front de 70 km de long, en formant un éventail (ERGENZINGER, 1968). Trois datations absolues, dont une sur des coquilles lacustres, situent vers 10 000 ans BP l'extrême base de la formation et le tiers supérieur au plus tard vers 6 000 ans BP. (M. SERVANT, S. SERVANT et DELIBRIAS, 1969).

ÉTUDES PALÉONTOLOGIQUES

Les formations antérieures au Quaternaire semblent pour le moment assez peu fossilifères. FAURE (1965) a trouvé un os silicifié indéterminable dans la SC 1c près de Ouanofo. Tout près de ce point MALEY (1967) a recueilli une plaquette siliceuse portant quelques empreintes de Planorbes. La détermination a été faite par R. SOYER. Ces planorbes sont morphologiquement très voisins, sinon identiques à *Coretus stanleyi* E.A. Smith (= *Biomphalaria pfeifferi Sparks et Grove* ; in SPARKS and GROVE, 1961) reconnu au Fezzan à Téjerhi par JODOT (1953) dans des couches du Quaternaire récent qui, d'après BELLAIR (1953), correspondrait au dernier Pluvial du Néolithique.

La répartition donnée par JODOT (1953) est la suivante : « l'espèce *vivante* est largement répandue de la Mauritanie et du Sénégal par le lac Tchad jusqu'en Abyssinie ; bassin du Nil ; les grands lacs (Victoria, Nyanza, Edouard, mares du Ruwenzori, Tanganyika) et *subfossile* : puits de Téjerhi, Itchouma (nord de Bilma) ; Tibesti : Yebi Bou et cratère du Bégour ; Bas-Pays du Tchad ; à 100 km au nord d'Araouan ; au NE de Tombouctou ». Ce *Coretus* est aussi bien lacustre que fluviatile.

Le rapport de la hauteur à la largeur des tours correspond à l'espèce citée par JODOT, mais les échantillons sont de taille plus réduite, ce qui est probablement dû aux conditions écologiques du milieu. La forme de Ouanofo comporte 4 tours et demi, elle a un diamètre de 4 mm à 4,4 mm, la hauteur est de 1 mm, la croissance est régulière, le dernier tour est assez grand, les sutures profondes, l'ombilic est très profond et il n'y a pas de carène. Le genre *Coretus* a pris son développement au Quaternaire, bien qu'il soit déjà connu au Tertiaire où il a des dimensions plus importantes. L'évolution s'est faite par réduction de taille. En Afrique, sa provenance probable est d'origine occidentale mais non méditerranéenne, d'après ce qu'on connaît actuellement.

Les Gastéropodes des formations holocènes sont assez bien étudiés grâce aux analyses de GERMAIN (1936) et de SPARKS et GROVE (1961). Ces derniers auteurs concluent que le Tibesti n'a servi d'asile à aucun mollusque de caractère paléarctique et pensent que sa faune fluviatile et lacustre est exclusivement africaine équatoriale.

ÉTUDES PALÉOBOTANIQUES

Les Pollens (par Mlle J. COHEN) (*)

Les échantillons ont été traités par la méthode classique à l'acide fluorhydrique. En général, on a utilisé de 15 à 55 g de sédiment et le plus souvent 30 g. Le sédiment des formations anciennes le plus riche (échantillon n° 736, 400 pollens comptés) a réclamé seulement 30 g. D'autre part, il s'avère intéressant de traiter plusieurs portions séparément. Ainsi pour deux échantillons (n° 623 et 626) 250 g environ ont été utilisés en plusieurs portions : certaines contenaient des pollens, d'autres pas. Cela peut s'expliquer par une sédimentation pollinique non homogène.

Vingt échantillons d'âges divers ont été analysés jusqu'à présent : 6 renfermaient une quantité suffisante de pollens pour être étudiés. Au départ on a utilisé une collection de 138 prélèvements de roches sédimentaires (130 récoltés par MALEY, 1967 et 8 par ROGNON, 1965) ; ont été pris ceux qui, a priori, semblaient les plus prometteurs, c'est-à-dire les plus fins : diatomites, cinérites, tufs fins et argiles.

* Travaux de l'Equipe de recherche n° 25 du CNRS.

TABLEAU DU RÉSULTAT DES TRAITEMENTS

Désignation stratigraphique	N° Echantillon (Palynologie)	Poids utilisé (g)	Nombre P & Sp. comptés	Remarques
Formation d'Ogourtou :				
SC 1b	727	30	0	
—	728	40	0	
—	729	50	0	
—	730	40	0	
—	731	35	0	(*)
Formation inférieure de Ouanofoou :				
SC 1c	726	45	0	
—	736	30	400	Cf. liste infra
—	740	55	Rares	Cypéracées, Graminées, Ephedra.
—	624	30	Rares	Platanus, Alnus, Graminées.
—	625	30	Rares	Ombellifères, Urticacées, Graminées.
—	623	250	307	Cf. liste infra.
Formation supérieure de Ouanofoou : SC 1d	626	250	294	Cf. liste infra.
Holocène : « Moyenne Terrasse » de l'E. Douï				
— base de la terrasse	737	15	Rares	Graminées, Tamarix.
— milieu de la terrasse	739	20	Rares	Chénopodiacées.
— sommet de la terrasse	738	30	275	Cf. liste infra.
« Trou du Natron »	687	c. 30	Rares	
—	688	c. 30	Nombreux	Voir plus loin.
—	689	c. 30	Rares	
—	690	c. 30	Rares	

Les pollens des formations anciennes

Les échantillons n° 623 et 736 ont été prélevés vers 1 150 m d'altitude et le n° 626 vers 1 400 m. Parmi les analyses polliniques publiées, celle qui se rapproche le plus de nos analyses, est celle concernant le Hoggar (VAN CAMPO, COHEN, GUINET et ROGNON, 1965). Dans ce massif, ROGNON (1967) a découvert un gisement de mammifères que ARAMBOURG a étudié ; l'âge qui leur est assigné remonte au Villafranchien inférieur. Ce gisement situé au lieu-dit Tahag, à 1 800 m d'altitude, est à une dizaine de kilomètres de la ligne de faite (2 400-2 900 m) ; il s'agit d'une ancienne cuvette lacustre. L'analyse pollinique de Tahag est comparable à nos analyses données ci-dessous. On note en particulier, la présence d'éléments montagnards significatifs vivant actuellement dans la zone méditerranéenne orientale comme le platane et le marronnier.

La connaissance d'un très grand échantillonnage de pollens de référence, concernant des flores aussi bien méditerranéennes que tropicales, serait nécessaire pour permettre de caractériser la végétation du Tibesti à ces époques. D'autre part, l'étude de nombreux prélèvements permettra de mieux connaître cette végétation, de même que des analyses polliniques de l'atmosphère en divers points du Sahara permettront des interprétations plus critiques.

* Depuis la rédaction du texte, de nouveaux échantillons ont fourni des pollens qui sont en cours d'étude.

Pollens et spores	N° 623 base SC 1c	N° 736 sommet SC 1c	N° 626 partie sup. SC 1d
Loranthacées (Loranthoïdées)	—	1	—
Combrétacées-Mélastomacées	—	2	—
Salix	2	1	—
Abies	1	—	—
Taxus	6	2	1
Pinus et ballonnets de Pinus	5	12	3
Cupressacées (Junipéroïdées)	2	2	1
Platanus	48	22	19
Cf. Platanus	—	4	—
Ulmacées (Ulmus, Zelkova)	7	14	4
Betula	6	—	3
Ostrya	3	—	—
Carpinus	9	9	3
Aesculus	5	—	—
Juglans	—	1	1
Tilia	2	4	—
Alnus	4	11	3
Corylus	3	—	2
Betuloïdes-Coryloïdes	13	40	8
Quercus	3	10	3
Pistacia	1	—	—
Ombellifères	1	2	2
Tamarix	—	—	1
Ephedra	—	—	1
Ericacée (dont 1 Erica arborea)	—	2	—
Capparacées (?)	1	—	1
Renonculacées	3	—	1
Labiées (?)	2	—	—
Ilex sp.	—	—	20
Urticacées	19	3	11
Zygophyllacées-Salvadoracées (?)	—	1	9
Heliotropium (Boraginacées)	—	—	1
Echium (Boraginacées)	—	1	—
Asperugo (Boraginacées)	—	—	1
Résédacées	1	—	—
Rumex	—	3	—
Chénopodiacées-Caryophyllacées-Amaranthacées	—	2	5
Chénopodiacées	2	10	—
Légumineuses	—	—	2
Plantago	1	(cf.) 6	2
Crucifères	1	4	—
Composées	7	3	2
Artemisia	12	21	3
Graminées	98	104	38
Myriophyllum	2	—	—
Utricularia (Lentibulariacées)	—	—	1
Lemna sp.	—	—	109
Cypéracées	—	3	—
Filicales	5	—	5
Indéterminés	33	100	28
Total des pollens et spores comptés	307	400	294
Indéterminables	peu	peu	peu

Ces 3 listes ne sont pas encore complètes : sur 1 001 pollens comptés, 161 ne sont pas encore déterminés.

Les pollens des formations holocènes

Trois échantillons de la « Moyenne Terrasse » de l'enneri Douï ont été étudiés, un seul (n° 738) contenait assez de pollens pour une analyse pollinique. Deux populations différentes ont été reconnues :

— Tout d'abord par leur aspect et leur coloration différents qui sont très nets pour un œil exercé,

— Et aussi par une méthode physique : la fluorescence. Une source lumineuse ultraviolette a été utilisée ; elle excite l'exine des pollens provoquant généralement leur fluorescence. Les deux populations de pollens ont réagi très différemment : l'une, qui est remaniée, comme nous le verrons plus loin, n'a donné aucune fluorescence, l'autre, contemporaine du dépôt, a donné une couleur de fluorescence jaune verdâtre.

Population remaniée

Pinus	2	Quercus	2
Platanus	1	Salix	1
Ulmacées (Ulmus, Zelkova)	3	Plantago	1
Bétulacées	5	Urticacées	1
Carpinus	2	Graminées	11
Aesculus	1	Chénopodiacées	4
Juglans	1	Composées tubuliflores	1
Corylus	2	Artemisia	2
Coryloïdes	2	Total	42

Population autochtone

Tamarix	213
Crucifères	20
Total	233
Total des deux populations ..	275

La population remaniée provient certainement de tufs et de diatomites des Formations Claires anciennes (*cf. supra*) qui composent les flancs de la vallée et s'étendent sur plusieurs kilomètres en amont de l'enneri Douï. La population autochtone est caractérisée par des pollens de *Tamarix* ; parfois, on observe des agrégats de plusieurs dizaines de pollens de *Tamarix* et de *Crucifères*, mais par convention, chaque agrégat est compté pour un pollen. Plusieurs espèces de *Tamarix* sont bien individualisées dans la flore actuelle ; les enneris qui rayonnent autour du massif sont souvent bordés par ces arbres : QUEZEL (1958) mentionne même une « forêt galerie » à *Tamarix*. Il est curieux de noter la prédominance du *Tamarix* au début de l'Holocène, durant une période que HAGEDORN et JAKEL décrivent comme « Humide ». Ces deux auteurs donnent une analyse pollinique succincte (97 pollens comptés) établie à partir de sédiments de la « Moyenne Terrasse ». Cette analyse fait état aussi de pollens remaniés provenant des formations anciennes qu'ils attribuent au Tertiaire.

Les diatomites du fond du « Trou au Natron », datées du début de l'Holocène (*cf. supra*), contiennent surtout des spores qui n'ont pu être encore identifiées ; elles ne correspondent pas à celles des fougères poussant actuellement dans le massif, particulièrement dans les Fumerolles du Toussidé et dans l'Emi Koussi (QUEZEL, 1958).

Les bois fossiles : (d'après les travaux de KOENIGUER)

L'abbé BORDET a récolté (KOENIGUER, 1967) « un fragment de rameau de 9 mm de diamètre dont la structure est assez bien conservée, au nord du Tibesti (entre l'oued Yebigué et l'oued Ogourtou) à la partie supérieure des basaltes inférieures ». La position stratigraphique de ce bois se situe donc très probablement soit dans la SC1a, soit dans la SC1b. « L'échantillon étudié présente de nettes affinités avec les plans ligneux actuels de la famille des *Sapindacées* ». Deux autres bois de cette famille provenant d'Egypte, et du Rio de Oro sont d'âge oligo-miocène.

VINCENT et MALEY ont trouvé en 1967 de nombreux bois fossiles dans une ignimbrite tufacée de la formation de Kilinégué (SC 1a), au SW d'Omchi (fig. 4).

Tous ces bois dont certains de grand diamètre, atteignant 30 cm, ont été signalés par KOENIGUER (in COPPENS et KOENIGUER, 1967), comme étant une nouvelle espèce fossile : *Myristicoxylon vincenti* K.

Les diatomées

AMOSSE (1934) a étudié les diatomées extraites des sédiments récoltés par DALLONI (1934). Dans un échantillon de l'enneri Zoumri qui, semble-t-il, appartient à la SC 1c, AMOSSE a déterminé 10 diatomées différentes, qui sont aussi connues des couches miocènes d'Europe et particulièrement d'Auvergne. Mais les diatomées renseignent essentiellement sur les conditions écologiques qui devaient exister pour qu'elles se développent, sans qu'on puisse pour autant préjuger de l'âge.

(Voir l'« Etude de quelques diatomites du Tibesti (nord du Tchad), par EHRlich et MANGUIN. in, *Cah. ORSTOM, sér. Géol. II, 1, 1970*, pp. 153-157).

CONCLUSION : PROBLÈMES POSÉS PAR LA POSITION CHRONOLOGIQUE DES SÉRIES CLAIRES I

Les basaltes les plus anciens de la SN 1a reposent dans le Dohone, corne nord du Tibesti en territoire libyen, sur des couches marines éocènes (VINCENT, 1963).

Toutes les séries claires I se sont déposées avant le grand creusement des vallées. Entre ce creusement et les séries claires I de nombreux phénomènes se sont déroulés :

- formations des boucliers hawaïens,
- volcanisme rhyolithique dans leur caldeira,
- érosion des boucliers hawaïens,
- émission des ignimbrites du Tarso Voon.

Au Sahara, l'époque du grand creusement des vallées se situe généralement à la limite du Tertiaire et du Quaternaire. Ceci est admis en particulier au Hoggar (ROGNON, 1967), dans le nord du Niger (FAURE, 1966) ainsi que dans la Saoura (CHAVAILLON, 1964). Mais d'autres phases plus récentes d'érosion ont aussi existé dans ces régions ; dans le nord du Niger notamment, un épisode de creusement important s'est produit au milieu du Quaternaire, que FAURE parallélise avec l'érosion « Taourirtienne » de la Saoura.

Cependant, dans un massif volcanique comme le Tibesti, cet épisode de creusement ne dépend pas seulement des facteurs climatiques. Il faut tenir compte de la phase importante de soulèvement tectonique liée à l'évolution propre du volcanisme et qui n'est pas précisément synchrone soit de celle de l'Atakor (ROGNON, 1967) soit de celle du Niger (FAURE, 1966). Il faut noter aussi l'action retardatrice des émissions d'ignimbrites qui ont pu repousser plus tard dans le temps le développement du réseau des vallées.

On ne connaît pas non plus la durée de la mise en place des Séries Noires I et des Séries Claires I associées. On peut remarquer que la SN 1a et la SN 1b et les SC1 a et SC 1b présentent des altérations rouges de type latéritique indiquant une influence tropicale humide, tandis que la SC 1c contient des intercalations de coulées boueuses brunes signalant peut-être (?) des influences de caractère méditerranéen.

Les renseignements apportés par la paléontologie et la paléobotanique ne permettent pas non plus de conclure ; pour le moment ils donnent surtout des renseignements d'ordre écologique. Il faudrait par exemple, trouver des gisements de mammifères comme on en a trouvé au Hoggar. Les deux bois fossiles correspondent à des familles vivant actuellement presque exclusivement en zone tropicale, ce qui est en accord avec les sols de type latéritique. Mais étant donné que dans différentes couches du Quaternaire du Hoggar, des pollens de plantes tropicales ont été déterminés par l'équipe de palynologues dirigée par VAN CAMPO (*cf.* résumé des travaux dans ROSSIGNOL et MALEY, 1969), cela ne peut être un élément de datation.

Une conclusion sur ce problème est donc prématurée à ce stade des connaissances et nécessite de disposer du résultat d'un certain nombre de datations radiométriques.

Manuscrit déposé le 25 mai 1970

(*) Deux datations absolues obtenues juste avant la correction des épreuves donnent un âge Miocène supérieur à un trachy-phonolite de l'aiguille dite « Pic de la Balise », dans le Tirenno, à l'extrémité occidentale du Tarso Ourari. Cette aiguille, du « type Atakor », recoupe les basaltes de la SN 1c et correspond à une différenciation alcaline de ces basaltes (fig. 3) ; ceux-ci et les formations qui les précèdent sont donc au moins antérieurs au Miocène supérieur. Les formations fluvio-lacustres de Ouanofoou seraient donc approximativement Pliocène. Il est évident que d'autres datations seront nécessaires.

Les datations ont été effectuées gracieusement au Département de Géologie et Géophysique de l'Université de Yale, New-Haven, Connecticut, USA, par R.L. AMSTRONG et P. N. TAYLOR que les auteurs remercient de leur aimable coopération pour leur diligence. Les deux mesures ont été faites sur le même échantillon et ont donné $8,4 \text{ MA} \pm 1,4 \text{ MA}$ et $7,9 \text{ MA} \pm 0,9 \text{ MA}$. L'échelle chronologique est celle en vigueur actuellement : « Geological Society Phanerozoic time scale 1964 » (Quart. J. Geol. Soc., London, 120, pp. 260-262).

BIBLIOGRAPHIE

- AMOSSE (A.), 1934. — Diatomées du Tibesti et du Djourab. in. M. Dalloni, p. 143.
- ARKELL (A.J.), 1949. — Early Khartoum. Oxford Univ. Press.
- ARKELL (A.J.), 1953. — Esh Shaheinab. Oxford Univ. Press.
- BAILLOUD (G.), 1958. — Mission des confins du Tchad. 1) Recherches préhistoriques et archéologiques (1956-1957). Avant projet de rapport, *multigr.*
- BELLAIR (P.), 1953. — Le Quaternaire de Tejerhi. *Inst. Hautes. Et. Tunis (Publi. Sc.)* (Mission au Fezzan, 1949), pp. 9-16.
- BORDET (P.) et al., 1963. — Contribution à l'étude volcanologique de Katmaï et de la Vallée des dix mille Fumées. *Mém. Soc. Belge Géol.*, sér. in 8°, n° 7.
- CHAVAILLON (J.), 1964. — Les formations quaternaires du Sahara nord-occidental, de Colomb-Béchar à Reggane CRZA et CNRS, sér. *Géol.*, n° 5, 393 p.
- COPPENS (Y.), KOENIGUEUR (J.C.), 1967. — Sur les flores ligneuses disparues Plio-Quaternaires du Tchad et du Niger. *C.R. Acad. Sci.*, t. 265, pp. 1282-1285, Paris.
- COURTIN (J.), 1966. — Le néolithique du Borkou, Nord-Tchad. *Anthropologie*, t. 70, n° 3-4, pp. 269-282, 5 fig., Paris.
- DALLONI (M.), 1934. — Mission au Tibesti, *Mém. Acad. Sci.*, t. 61, Paris.
- DALLONI (M.), 1948. — Mission scientifique du Fezzan (1944-1945), Géologie et Préhistoire. *Mém. Inst. Rech. Sahar. Univ. Alger*, 119 p. 49 pl.
- ERGENZINGER (P.), 1968. — Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibestigebirges. *Z. Geomorphol. Dtsch. Bd. 12, H. 1*, pp. 98-104, Berlin.
- FAURE (H.), 1965. — Mission volcanologique au Tibesti. *Multigr.*
- FAURE (H.), 1966. — Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. *Mém. BRGM*, n° 47, Paris.

- FAURE (H.), 1969. — Lacs quaternaires du Sahara. Int. Symp. Paleolimnology, Tihany, Hongrie. *Mitt. Internation. Vereinig. Limnol.* Stuttgart, t. 17, pp. 131-146, 3 fig.
- GERMAIN (L.), 1936. — Mission au Tibesti. Mollusques fluviatiles du Tibesti. *Mém. Acad. Sci.*, t. 62, pp. 55-63, Paris.
- GIROD (M.), 1968. — Le massif volcanique de l'Atkor (Hoggar, Sahara, algérien). Etude pétrographique structurale et volcanologique. Thèse, *multigr.*, Paris, p. 401, 57 fig. 14 pl.
- GROVE (A.T.), 1960. — Geomorphology of the Tibesti region with special reference to western Tibesti. *Geogr. J.*, vol. 126, part. 1, pp. 18-31, c.
- HAGEDORN (H.), JAKEL (D.), 1969. — Bemerkungen zur quartären Entwicklung des Reliefs im Tibesti-Gebirge (Tchad). Communic. Congr. INQUA, Paris, sept. et bull. ASEQUA, Dakar, nov. 1969, n° 23-24, pp. 25-42.
- HUARD (P.), MASSIP (J.M.), 1964. — Harpons en os et céramique à décor en vague (wavy line) au Sahara tchadien. *oull. Soc. Préh. Fr.*, t. 61, pp. 105-123, 6 fig.
- HUGOT (H.J.), 1962. — Premier aperçu sur la Préhistoire du Ténéré du Tafassasset. in Missions Berliet Ténéré-Tchad. pp. 149-178, Arts et Métiers graphiques, Paris.
- JAKEL (D.), 1967. — Vorläufiger über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge. Berlin. *Geogr. Abh. H.* 5, pp. 39-50, 7 fig., 4 photos, Berlin W.
- JODOT (P.), 1953. — Gastéropodes lacustres du Quaternaire de Téjerhi (Fezzan). Conséquences géologiques de leurs migrations à travers l'Afrique continentale. *Inst. Hautes. Et. Tunis* (Public. Sci.) (Mission au Fezzan, 1949). pp. 21-69, 3 fig., 1 tabl.
- KOENIGUEUR (J.C.), 1967. — Etude paléoxylologique de la Libye. III. Sur la présence de *Sapindoxylon sp.* dans le Tertiaire du nord du Tibesti. *C.R. 91^e Congr. nat. Soc. Sav.*, Rennes 1966, Sect. Sc. III, pp. 169-172, bibliogr. Nat. Paris.
- MALEY (J.), 1967. — Etudes des formations lacustres tertiaires du Tibesti occidental. ORSTOM, *multigr.* Fort-Lamy, 19 p. 17 fig., 2 c.
- QUEZEL (P.), 1958. — Mission botanique au Tibesti. *Mém. n° 4. Inst. Rech. Sahar. Univ. Alger.*
- ROGNON (P.), 1965. — Mission volcanologique au Tibesti, *multigr.*
- ROGNON (P.), 1967. — Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara Central). CRZA et CNRS, *ser. Géol.*, n° 9, 559 p.
- ROSSIGNOL (M.), MALEY (J.), 1969. — L'activité hors de France des Palynologues et Paléobotanistes français du Quaternaire. in « Etudes fr. sur le Quaternaire », *Suppl. Bull. Ass. fr. Et. Quat.*, pp. 265-274, 1 fig.
- SERVANT (M.), SERVANT (S.), DELIBRIAS (G.), 1969. — Chronologie du Quaternaire récent des basses régions du Tchad. *C.R. Acad. Sci.*, t. 269, sér. D, pp. 1603-1606, Paris.
- SPARKS (B.W.), GROVE (A.T.), 1961. — Some quaternary fossil non-marine mollusca from the central sahara. *J. Limn. Soc. London*, vol. 44, n° 298, pp. 355-364, 4 fig.
- VAN CAMPO (M.) et al., 1965. — Contribution à l'étude du peuplement végétal quaternaire des montagnes sahariennes. II) Flore contemporaine d'un gisement de Mammifères tropicaux dans l'Atakor. *Pollen et Spores*, vol. 7, n° 2, pp. 361-372.
- VINCENT (P.M.), 1960. — Dynamismes et structures des volcans rhyolitiques du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), vol. 3, fasc. 4, pp. 229-237, 7 fig., Paris.
- VINCENT (P.M.), 1963. — Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). *Mém. BRGM.* n° 23, 307 p.
- VINCENT (P.M.), 1969. — Mécanisme de la mise en place d'un Trapp composite : le Tarso Ourari, Tibesti (Sahara du Tchad). *Ann. Fac. Sci. Yaoundé* (Cameroun), n° 3, pp. 92-98, 4 fig.
- VINCENT (P.M.), 1970. — The evolution of the Tibesti volcanic Province. in « Magmatism and Tectonics in Africa ». Oliver and Boyd Edit.