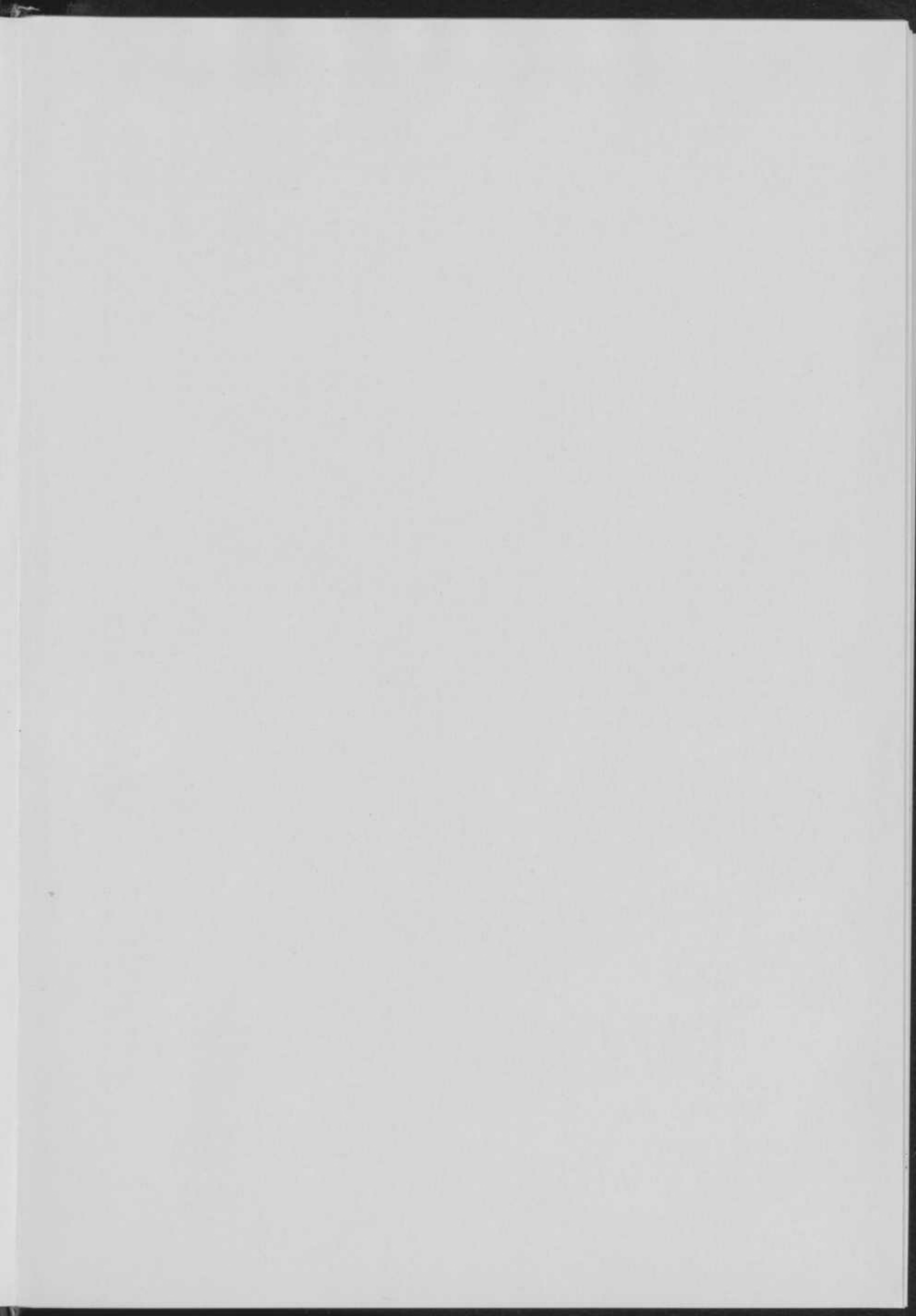


DISS. A'DAM G.U.

1941: NR. 14

Diss. A'dam Gem. Un.

1941 nr. 14



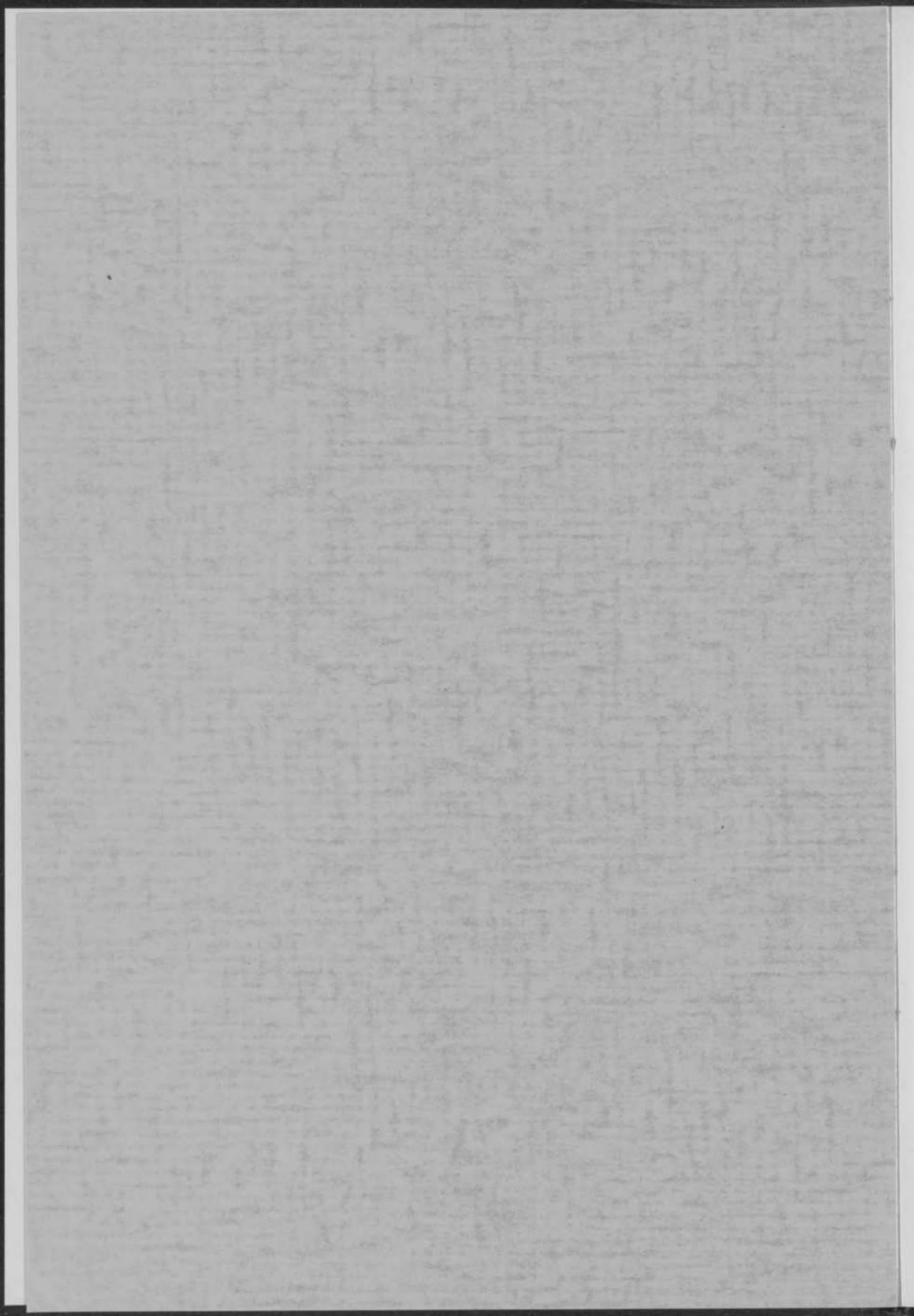


SUR LA COMPOSITION ET LA
GENÈSE DU BASSIN CENTRAL
DE TIMOR



D. L. DE BRUYNE

iss. Amsterdam
1941.



SUR LA COMPOSITION ET LA
GENÈSE DU BASSIN CENTRAL
DE TIMOR

SUR LA COMPOSITION ET LA GENÈSE DU BASSIN
CENTRAL DE TIMOR.



SUR LA COMPOSITION ET LA GENÈSE DU BASSIN CENTRAL DE TIMOR

ACADEMISCH PROEFSCHRIFT

TER VERKRIJGING VAN DEN GRAAD VAN
DOCTOR IN DE WIS- EN NATUURKUNDE
AAN DE UNIVERSITEIT VAN AMSTERDAM,
OP GEZAG VAN DEN RECTOR-MAGNIFICUS
DR. B. BROUWER, HOOGLEERAAR IN DE
FACULTEIT DER GENEESKUNDE, IN HET
OPENBAAR TE VERDEDIGEN IN DE AULA
DER UNIVERSITEIT OP WOENSDAG 2
APRIL 1941, DES NAMIDDAGS TE 4 UUR

DOOR

DANIEL LEONARD DE BRUYNE

GEBOREN TE MAASTRICHT

AMSTERDAM — 1941

N.V. NOORD-HOLLANDSCHE UITGEVERS MAATSCHAPPIJ

*49666

SUR LA COMPOSITION ET LA
GÉNÈSE DU BASSIN CENTRAL
DE TIMOR



Ter nagedachtenis aan mijn Moeder
Aan mijn Vader
Aan Pauline Crommelin

THE
LIBRARY
OF THE
MUSEUM
OF
COMPARATIVE ZOOLOGY
AND
ANATOMY
HARVARD UNIVERSITY

THE
LIBRARY
OF THE
MUSEUM
OF
COMPARATIVE ZOOLOGY
AND
ANATOMY
HARVARD UNIVERSITY

Bij het beëindigen van dit proefschrift betuig ik mijn dank aan allen, die tot mijn wetenschappelijke vorming hebben bijgedragen, vooral aan U, Hoogleraren en Docenten van de Faculteit der Wis- en Natuurkunde.

Zeër erkentelijk ben ik in het bijzonder U, Hooggeleerde BROUWER, mijn Hooggeachte leermeester en promotor, voor de leiding, die Gij aan mijn studie hebt gegeven en de vele steun, welke ik tijdens de uitwerking van dit proefschrift van U mocht ontvangen. Dankbaar zal ik steeds gedenken, dat U mij in de gelegenheid stelde, deel te nemen aan Uwe expeditie naar de kleine Soenda eilanden.

Zeër verplicht ben ik ook U, Hooggeleerde GERTH, voor de wetenschappelijke voorlichting en hulp, die ik van U mocht ontvangen.

U Hooggeleerde SMIT SIBINGA en Zeergeleerde WESTERVELD ben ik dankbaar, voor hetgeen ik op geomorphologisch en economisch-geologisch gebied van U mocht ontvangen.

SAMENVATTING.

Het doel mijner onderzoekingen was een studie van den bouw en de wordingsgeschiedenis van het centrale, met plio-pleistocene sedimenten opgevulde bekken van Timor.

Onderzocht werd daartoe in de eerste plaats het gebied tusschen Kapan en Soë en dat tusschen Bidjeli en Niki-Niki met de aangrenzende randgebieden, terwijl in de tweede plaats enkele gebieden, waar jonge sedimenten buiten het bekken tot afzetting gekomen zijn (in de omgeving van Kefamenanoe en van Oe-Oloh) werden onderzocht.

De rustige ligging der plio-pleistocene sedimenten, met slechts sterkere hellingen aan de randen van het bekken, maakte het mogelijk een stratigraphische indeeling in vier zones door te voeren, die alle, op grond van mollusken determinaties, tot het plio-pleistoceen gerekend moeten worden.

Sediment-petrographisch kon deze indeeling gehandhaafd worden, terwijl tevens bij het onderzoek van talrijke monsters kwam vast te staan, dat reeds vanaf het begin der vorming van de ons bekende bekken-sedimenten, materiaal van de kristallijne schisten uit het gebied ten Noorden van het bekken werd aangevoerd. Deze aanvoer van materiaal reikte reeds tijdens of na de afzetting van globigerienenkalken tot aan den zuidelijken bekkenrand en bleef gedurende de geheele opvulling van het bekken aanhouden.

Tijdens de vorming van de afzettingen in het bekken en zijn direct aangrenzende randgebieden, werd af en toe vulkanische asch in de sedimentatie opgenomen. De dikte dezer lagen met materiaal van vulkanischen oorsprong is gering.

De volgende gesteenten in zonaal verband zijn in het bekken en ten deele buiten de bekkenranden te onderscheiden:

Zone I. Tot de oudste sedimenten in het bekken behooren, zooals reeds door vroegere onderzoekers is vastgesteld, globigerienenmergels en globigerienenkalksteenen, welke voor een deel materiaal van vulkanischen oorsprong bevatten. Tijdens de afzetting van deze sedimenten bestond het centrale bekken als zoodanig nog niet. Zij komen op verschillende plaatsen ook buiten de randen van het bekken voor: in het Noorden o.a. aan den berg Kenetik-Kaoeting bij Kapan, ten Zuiden van het bekken op verschillende plaatsen, o.a. ten Zuid-Oosten van Niki-Niki in een breede

strook tot op enkele km van de randen van het bekken verwijderd. Deze gesteenten ontstonden in een open zee, niet ver van de kust (dit laatste in verband met hun gehalte aan zware mineralen).

Bij het terugtrekken der zee in de eerste phase van de bekkenvorming (opheffing ten N. en ten Z. van het bekken, geringe daling in het bekken) veranderde buiten het bekken de facies en ontstonden aldaar rifkalken, die thans nog voor een deel de globigerienengesteenten bedekken, terwijl in het bekken de sedimentatie nog ongewijzigd door kon gaan. Jongere afzettingen dan van deze eerste periode komen buiten het bekken niet voor.

Zone II. Voorloopig wint de sedimentatie in het bekken het nog van de daling, althans zijn de gesteenten dezer zone in een ondieper milieu afgezet dan die van zone I; zij kenmerken zich door kris-kras gelaagdheid. Het zijn kalksteen en fijn conglomeratische kalksteen, over het algemeen harde banken, die concordant rusten op de gesteenten van zone I. Zij zijn alleen in de randgebieden ontsloten; in het centrale deel van het bekken zijn zij door jongere sedimenten bedekt en kunnen aldaar dus alleen vermoed worden. Zooals reeds gezegd, komen de gesteenten van zone II niet buiten het bekken voor, omdat tijdens hun afzetting het bekken als zoodanig zich reeds had gevormd en de aan het bekken grenzende noordelijke en zuidelijke randgebieden zich reeds boven zee bevonden.

Zone III. Gedurende deze periode houden de daling van het bekken en de sedimentatie gelijken tred, zoodat de grijze en gele kleien en klei-mergels een groote dikte kunnen bereiken. Zij dagzoomen zoowel in het NW deel van het onderzochte gebied (stroomgebied der N. Sabaoe en der N. Bidjeli) en in het ZO deel (stroomgebied der N. Fatoe). In het centrale deel zijn zij slechts in de rivierinsnijdingen ontsloten.

De afzetting had plaats in een ondiepe zee: ten Zuiden van Pene werden de condities zelfs semi-continentaal.

Zeer talrijke molluskenfauna's worden in deze afzettingen aangetroffen, globigerienen blijven voorkomen.

Zone IV. Tot dit jongste stratigraphische niveau worden gerekend: mergels, zandige mergels, zanden, conglomeraten en rolsteenafzettingen, koraalkalken, foraminiferenhoudende afzettingen en oesterbanken.

Zij komen voor in het centrum en in het zuidelijk deel van het bekken. Bereiken zij in de omgeving van Noil Noni een aanzienlijke dikte, deze neemt verder oostelijk nog toe in de omgeving van de z.g. natuurlijke brug.

Gedurende deze periode moet een dalende beweging van het bekken

hebben plaats gehad. De facies der afzettingen wijzigt zich bij herhaling. Koraalkalken wisselen in het centrum af met conglomeraatlagen en oesterbanken, in het Zuiden van het bekken komen tot zes rolsteenbanken voor, afwisselend met kleimergels.

Wij nemen dus aan, dat de koraalkalken in het centrum van het bekken van jongeren ouderdom zijn, dan die welke buiten het bekken zijn afgezet en de conclusie van MOLENGRAAFF, dat het voorkomen dezer koraalkalken binnen en buiten het bekken met zich meebrengt, dat zij ook discordant op de opgeheven afzettingen langs de randen van het bekken moeten voorkomen, kunnen wij niet aanvaarden; althans hebben wij een dergelijke discordante ligging in het door ons onderzochte gebied niet geconstateerd.

Wat de bewegingen betreft die de bekkenvorming hebben beheerscht, is men in het algemeen geneigd, verticale bewegingen op den voorgrond te stellen, omdat zij het zijn, die de beweging het duidelijkst demonstreeren. Voor nadere gegevens omtrent de richting der bewegingen zijn wij aangewezen op de bestudeering van tectonische détails.

Transversale, trapsgewijze verschuivingen in de N. Bidjeli en N. Sabaoe, de overkipte stand van de lagen in sommige deelen van den zuidrand van het bekken en de — waarschijnlijk even oude — horizontale transversaalverschuivingen van Kefamenanoe, wijzen op horizontale bewegingen naast de verticale. De grootte der horizontale bewegingen is niet bekend.

Slechts de horizontale bewegingsverschillen kunnen in gunstige gevallen gemeten worden.

TABLE DES MATIÈRES.

	Pag.
INTRODUCTION.	
A. LA RÉGION KAPAN-SOË	1
PRÉCIS GÉOGRAPHIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE	1
I. LES FORMATIONS GÉOLOGIQUES	5
a. Permien et Mésozoïque	6
b. Plio-Pléistocène	10
1. Dépôts hors du bassin	10
2. Dépôts dans le bassin	14
II. PÉTROGRAPHIE ET PÉTROLOGIE	33
a. Roches Eruptives	33
b. Pétrologie des Sédiments du Bassin	36
1. Introduction	36
2. Examen des sédiments	38
a. La région septentrionale	39
b. La région méridionale	43
3. Graphiques et tables	44
4. Description des minéraux de la fraction lourde	51
B. LA RÉGION D'OE-LOH ET DE KEFAMENANOE	62
I. LES FORMATIONS GÉOLOGIQUES	63
1. Schistes cristallins	63
2. Les roches permienues et mésozoïques de la série de Sonnebait et du complexe de Fatoe	63
3. Dépôts paléocènes	64
4. Dépôts néogènes	64
II. PÉTROLOGIE DES SÉDIMENTS	66
C. TECTONIQUE ET GENÈSE DU BASSIN	68
DESCRIPTIONS DES COUPES ET DES ROUTES	68
a. Descriptions des coupes et des routes dans la région de contact des roches plus anciennes avec des formations plus récentes aux bords du bassin central	68
b. Description des coupes dans le bassin	77
c. Description des coupes hors du bassin	80
ANALYSE DES COUPES; CONDITIONS DE SÉDIMENTATION; MOUVEMENTS TECTONIQUES	85
CONCLUSIONS	94

TABLE 100

Description of the material		Amount	
1. ...		...	
2. ...		...	
3. ...		...	
4. ...		...	
5. ...		...	
6. ...		...	
7. ...		...	
8. ...		...	
9. ...		...	
10. ...		...	
11. ...		...	
12. ...		...	
13. ...		...	
14. ...		...	
15. ...		...	
16. ...		...	
17. ...		...	
18. ...		...	
19. ...		...	
20. ...		...	
21. ...		...	
22. ...		...	
23. ...		...	
24. ...		...	
25. ...		...	
26. ...		...	
27. ...		...	
28. ...		...	
29. ...		...	
30. ...		...	
31. ...		...	
32. ...		...	
33. ...		...	
34. ...		...	
35. ...		...	
36. ...		...	
37. ...		...	
38. ...		...	
39. ...		...	
40. ...		...	
41. ...		...	
42. ...		...	
43. ...		...	
44. ...		...	
45. ...		...	
46. ...		...	
47. ...		...	
48. ...		...	
49. ...		...	
50. ...		...	
51. ...		...	
52. ...		...	
53. ...		...	
54. ...		...	
55. ...		...	
56. ...		...	
57. ...		...	
58. ...		...	
59. ...		...	
60. ...		...	
61. ...		...	
62. ...		...	
63. ...		...	
64. ...		...	
65. ...		...	
66. ...		...	
67. ...		...	
68. ...		...	
69. ...		...	
70. ...		...	
71. ...		...	
72. ...		...	
73. ...		...	
74. ...		...	
75. ...		...	
76. ...		...	
77. ...		...	
78. ...		...	
79. ...		...	
80. ...		...	
81. ...		...	
82. ...		...	
83. ...		...	
84. ...		...	
85. ...		...	
86. ...		...	
87. ...		...	
88. ...		...	
89. ...		...	
90. ...		...	
91. ...		...	
92. ...		...	
93. ...		...	
94. ...		...	
95. ...		...	
96. ...		...	
97. ...		...	
98. ...		...	
99. ...		...	
100. ...		...	

INTRODUCTION.

Prenant part à l'expédition de 1937 aux „Petites îles de la Sonde" sous la direction de M. le Prof. H. A. BROUWER, j'ai eu l'occasion d'explorer quelques régions néogènes de la partie néerlandaise de l'île de Timor. Le but de mes recherches était une étude détaillée des contacts des sédiments du bassin central de l'île avec les formations plus anciennes hors du bassin et en général l'examen des sédiments néogènes de l'île. A cette dernière tâche se rattache ma visite aux régions de Kefamenanoe et d'Oe-Oloh, situées hors du bassin.

Les pages suivantes contiennent les résultats de mes recherches.

Qu'il me soit, cependant, d'abord permis de remercier tous ceux qui ont bien voulu faciliter mes études par leurs précieux conseils:

C'est à vous, cher maître, M. le Prof. H. A. BROUWER que je dois la joie que m'a causée le travail tant sur le terrain que dans le laboratoire; vos excellents conseils, votre soutien inlassable m'ont été d'un grand secours. Je garderai un souvenir inoubliable du temps que j'ai été votre élève et assistant.

Les conseils de M. le Prof. H. GERTH, d'Amsterdam, m'ont beaucoup aidé à éclaircir quelques points importants de mes recherches; il en est de même de ceux de M. le Prof. G. L. SMIT SIBINGA.

Que ces messieurs veuillent trouver ici l'assurance de ma reconnaissance.

Qu'il me soit aussi permis de mentionner M. le Prof. J. WANNER de Bonn pour l'obligeance qu'il a eue de vouloir bien mettre à ma disposition, avant notre départ, sa connaissance locale du terrain et de m'avoir aidé à la détermination de quelques coupes minces.

M. le Prof. EDELMAN, de Wageningen a eu l'amabilité de me recevoir dans son laboratoire et de m'initier à la main-d'oeuvre sédimento-pétrographique. Je lui en sais bon gré.

Je remercie aussi M. TH. RHEINHOLD, de Haarlem, pour la détermination de quelques échantillons.

Que M. C. O. VAN REGTEREN ALTENA et Mlle W. S. S. VAN BENTHEM JUTTING veuillent également agréer l'assurance de ma sincère reconnaissance pour l'aide efficace apporté à la détermination des gastropodes et des lamellibranches plio-pléistocènes.

De fréquentes discussions avec plusieurs de mes compagnons de voyage m'ont facilité de résoudre nombre de problèmes.

Je garde, enfin le meilleur souvenir de l'accueil bienveillant qui m'a été réservé de la part de l'autorité locale de l'île, M. F. W. F. J. WARTZ, à Soë.

Je ne saurais terminer cette énumération sans adresser un mot de remerciement à M. F. A. H. W. DE MAREZ OYENS.

Je garde en meilleur souvenir l'intérêt continu qu'il a apporté à mon travail et je me souviendrai bien longtemps des jours que nous avons passés ensemble sur le terrain.

A. LA RÉGION KAPAN—SOË. (Bassin central et sa bordure immédiate).

PRÉCIS GÉOGRAPHIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE.

La région explorée forme une partie du bassin plio-pléistocène de Timor, allongée selon l'axe longitudinale de l'île. Elle est située dans les contrées de Mollo et d'Amanoebang de la subdivision de Timor Central.

Le terrain est plus ou moins délimité par les chaussées Kapan-Soë, Niki-Niki-Poena, Soë-Niki-Niki et vers l'est suivant le sentier cavalier jusqu'à Nipol. Le long du côté septentrional du bassin des recherches ont été faites selon la ligne Kapan-Bidjeli et à quelques endroits situés vers l'est, au sud du Noil Moeti.

Le lieu le plus important est Soë. Ce n'est pas seulement un siège du gouvernement, mais aussi une station de police et un centre essentiel de la mission protestante. Comme il est situé au centre du pays, communiquant par le téléphone et par les grandes routes avec ses environs, l'importance du lieu va s'augmentant de plus en plus.

Soë est situé sur un plateau de corail d'une hauteur de 850 mètres, transformé en maints lieux par l'érosion intensive en terrain de latérite rouge foncé. Cette terre de latérite est un résidu du calcaire corallien, dont la chaux a été lessivée par suite de dissolution.

Quoiqu'ailleurs le calcaire corallien arrive à une épaisseur considérable, on a pu constater dans les entailles du Oil¹⁾ Nasi et du O. Honis que la latérite, et le calcaire corallien n'atteignent nulle part une épaisseur totale de plus d'un mètre et demi. On eut le même résultat le long de la route de Soë à Kapan.

A partir de Kapan (965 m) le bassin se détache visiblement du paysage (voir planche II), autant par la dépression générale du terrain que par la couleur et la nature des roches qui en forment des éléments.

Les roches du bassin se composent principalement de marnes argileuses jaunâtres, blanches et grises, de marnes à globigérines, de sables, de calcaires coralliens.

Avec ces roches-ci contrastent les roches de la série de Sonnebait au

¹⁾ Oil = Noil = fleuve; abrèv. O et N.

nord et au sud du bassin, des calcaires à crinoïdes rouges permien, accompagnés de roches éruptives basiques, de calcaires triasiques blancs et de craies marneuses roses, tandis qu'on trouve fréquemment des argiles bariolées.

Kapan est situé près du bord septentrional du bassin, moitié sur des roches de la série de Sonnebait, moitié sur des calcaires coralliens et à foraminifères jeunes. Ces calcaires se trouvent également quelques fois isolés au nord de Kapan près du mont Kenetik-Kaoeting (965 m) et à l'est de Penkasse et d'Ene, au sud du N. Moeti. Ils montrent que certaines parties hors de la zone marginale se trouvaient autrefois submergées. Ils sont là preuve du soulèvement considérable de l'île de Timor. Les parties centrales du bassin se composent d'une plaine d'une hauteur d'environ 550 mètres traversée de rivières, étendant du NO vers le SE et vers l'est. Sur la carte la dépression s'indique par le cours des lignes d'altitude de 1000 mètres au bord NO du bassin et du 750 mètres au sud du bassin. Il est à noter qu'au NO du bassin la zone marginale baisse insensiblement vers le centre, parce que des terrasses de cailloux peu cimentées et de calcaires coralliens descendent graduellement, de manière que leur altitude va en diminuant. Ces terrasses sont développées fort joliment au Fatoe ¹⁾ Lainaam (650 m) au sud-est du Toi ²⁾ Baloe, où des bancs de corail et à huîtres prouvent leur origine marine. WANNER (34) a démontré que d'un point de vue paléontologique l'âge des calcaires coralliens élevés des environs de Kapan à 1000—1200 mètres ne diffère pas de celui des coraux bas de Tjamplong à 300 mètres de hauteur, de sorte qu'on ne peut point supposer qu'en général les terrasses supérieures sont plus anciennes et les terrasses inférieures plus récentes. Au NO du village Noil Noni (414 m) dans les rivières N. Besi et N. Bidjeli on rencontre des terrasses à cailloux de schistes cristallins, de roches siliceuses, d'amphibolites et de calcaires dolomitiques durs, recouvrant surtout des marnes argileuses grises et jaunes.

Dans les lits des rivières on trouve des terrasses de cailloux fluviatiles, parfois jusqu'à une hauteur de 2 mètres. A l'opposé de la zone marginale du nord-ouest on trouve que la transition du bassin à la zone méridionale s'effectue de beaucoup plus abruptement. D'environ 2 Kilomètres au

¹⁾ Fatoe = nom pour les calcaires massifs au nord du bassin; nom pour chaque mont ou colline dans le bassin; abrèv. F.

²⁾ Toi = sommet; abrèv. T.

NO de Niki-Niki (760 m) on descend jusqu'à une altitude de 500 mètres dans le bassin par une pente rapide.

En général le bassin central montre une dépression faible. Ce terrain fort plat, entrecoupé d'un petit nombre de rivières, déverse ses eaux par le N. Benain. Aujourd'hui la ligne de partage principale des eaux se trouve bien loin au nord du bassin aux environs des montagnes du Moetis.

Bien loin vers l'est la rivière conséquente N. Benain se déverse avec un delta (en anglais le type „cusplate delta") dans la mer de Timor. Dans le terrain exploré elle reçoit ses eaux principalement des rivières inséquentes N. Besi, N. Sabaoe et N. Bidjeli et de la conséquente N. Lakoe, lesquelles même pendant la mousson sèche ne manquent pas d'eau. L'eau des réservoirs souterrains dans les épaisses assises de corail se déverse aussi par là. Pendant la mousson sèche un étroit cours d'eau s'écoule par les nombreuses courbes conséquentes des rivières. Pendant le temps des pluies les rivières deviennent des fleuves puissants, débordant souvent et produisant surtout une érosion latérale. Cela occasionne:

1. la planitude du fond des vallées.
2. l'éboulement des argiles molles et des marnes argileuses aux escarpements des rives.

3. l'égalisation des méandres et formation de versants en pente douce.

Les méandres commencent par se déplacer latéralement et ensuite ils passent en aval, ce qui est favorisé par la différence de dureté qu'il y a entre le fond des vallées, rempli de cailloux durs, et les rivages plus mous de marne argileuse. Cette différence de dureté facilite aussi l'érosion latérale et la formation de vallées plates. Dans tout le système des fleuves il ne se produit nulle part une décapitation du courant, ce qui également indique que ce système se trouve toujours en stade juvénile. Aujourd'hui pendant les temps de sécheresse les rives calmes sont employées à la culture du riz selon de simples méthodes d'irrigation.

Le cours supérieur du N. Lakoe (N. Meokone), du N. Sabaoe et du N. Bidjeli passe par des gorges très étroites dans les sédiments du bassin. Vu le système presque sans ramifications de ces cours supérieurs il faut expliquer ces crevasses par régression. Les affleurements des conglomérats fins à ciment calcaire et durs à la base du bord du bassin produisent quelques rapides dans ces gorges, parce que par endroits les éboulements barrent le courant.

Au centre du bassin il y a un rétrécissement de la vallée aux plateaux calcaires près de Pene (embouchure du N. Lakoe dans le N. Benain) et aux environs de Poena. La formation de ces gorges à hautes parois et perpendiculaires n'est pas due uniquement à une régression, mais en

même temps au plus haut degré à l'activité chimique de l'eau, causant les phénomènes du Karst. La rivière qui d'abord inondait le plateau a perdu une partie de ses eaux par des fentes dans le calcaire et est arrivée à un niveau moins élevé.

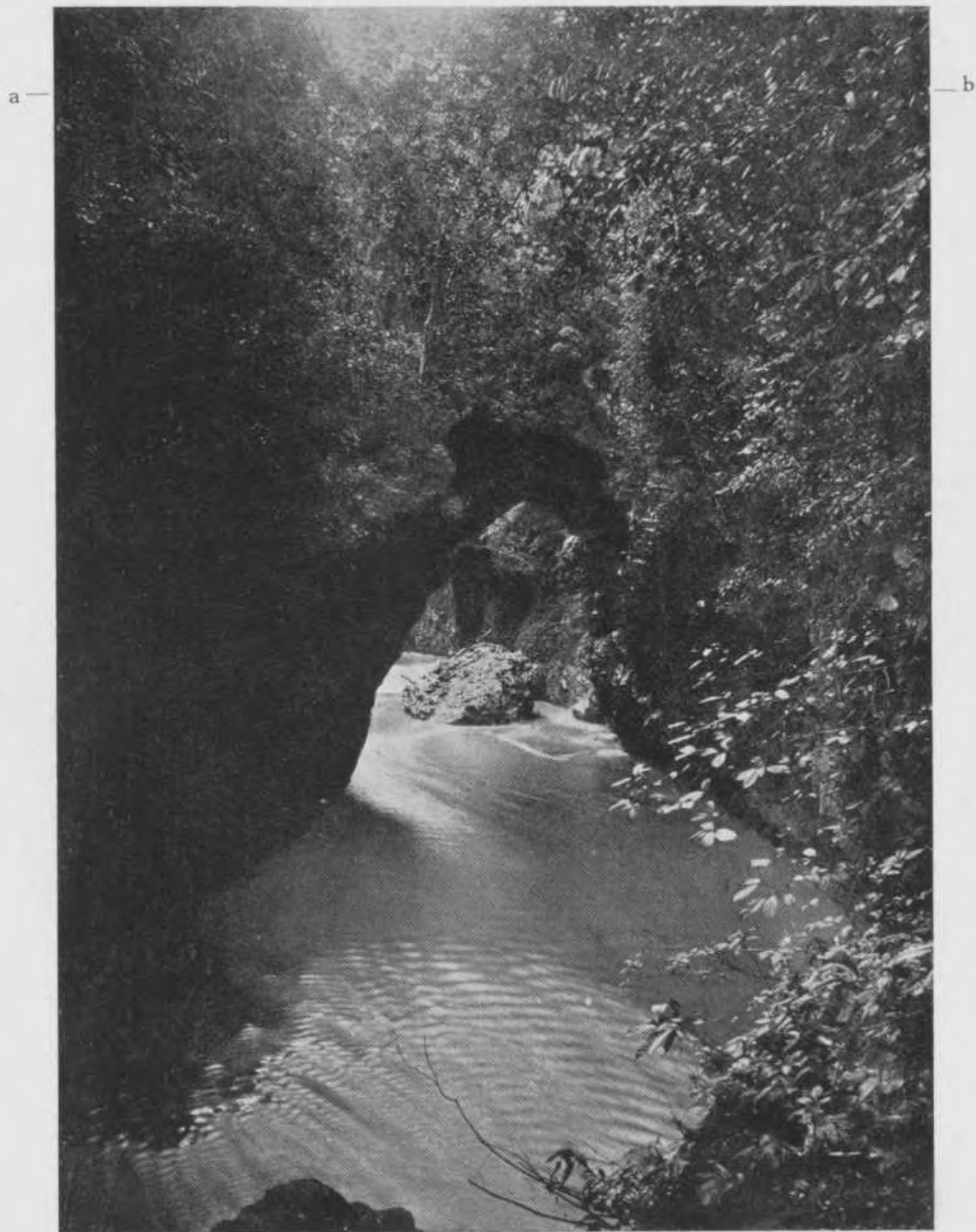
Par érosion et par dissolution il a pu se former près de Pene une gorge véritable; aux environs de Poena des restes de calcaire corallien sont restés debout en forme de pont (voir planche I). Jadis ce pont naturel constituait un sentier pour les indigènes; à présent ce pont a été utilisé à la construction de la chaussée de Niki-Niki à Kéfamenanoe. Pour les routes Soë-Kapan et Soë-Niki-Niki, suivant les principales lignes de partage des eaux à l'est et au sud du bassin on a utilisé également autant que possible la couche de corail, à cause de la dureté de ces roches comparée à celle des autres sédiments.

La végétation du pays est excessivement chétive, donnant au paysage un caractère d'aridité.

L'importation de lanterna, un végétal fort épineux aux fleurs oranges, est cause de beaucoup d'embarras pour l'explorateur.

Le transport local a lieu au moyen de chevaux particulièrement propres à cette tâche par leur capacité d'ascension et leur endurance.

Aujourd'hui la majorité de la population a embrassé la religion protestante. Aux environs de Nipol l'animisme est encore très répandue. La fondation d'écoles à Pene, Kapan, Soë et Niki-Niki rend le Timor central de plus en plus accessible à la civilisation.



Pont naturel du Noil Benain près de Poena. Calcaires coralliens. La ligne *a—b*. marque le tablier du pont naturel sur lequel se trouve la route automobile de Koepang à Atapoepoe. (Cliché F. A. H. W. DE MAREZ OYENS.)



I. LES FORMATIONS GÉOLOGIQUES.

Dans la région explorée nous pouvons distinguer les formations suivantes:

a. Permien et Mésozoïque.

b. Plio-Pléistocène.

1. Dépôts hors du bassin.

2. Dépôts dans le bassin.

Zone I. Calcaires et marnes à globigérines en partie avec des fragments d'origine volcanique.

Zone II. Calcaires et conglomérats fins à ciment calcaire.

Zone III. Argiles et marnes grises et jaunes.

Zone IV. Grès et sable fin, conglomérats et cailloutis, marnes, calcaires coralliens, calcaires à foraminifères, bancs à huîtres.

le N. Sabaoe on rencontre des calcaires verts et blancs, bien stratifiés. Les bancs verts, plus ou moins argileux, contiennent de nombreux lamellibranches du genre *Halobia*. Des couches minces de marnes argileuses, plus molles, de couleur gris foncé et des schistes foncés à graphite avec des lamellibranches indéterminables sont intercalées dans cette série. De même on rencontre des argiles bariolées de couleur rouge-brun et grise et des marnes argileuses qui, de point de vue tectonique, ont une structure chaotique.

Un petit affleurement de ces argiles et de ces marnes se trouve dans le bassin le long du N. Benain au sud de Konbaki.

En discordance peut-être tectonique, se trouvent des schistes argileux et des grès jaunes sur-jacentes, dont cependant la composition pétrographique n'est pas d'accord avec celle de roches semblables du bassin, en vertu de leur contenu minéral il n'est pas impossible qu'ils appartiennent aux roches triasiques de la série de Sonnebait.

Les mêmes roches affleurent dans le N. Bidjeli, mais à 200 mètres au nord du bord du bassin on rencontre aussi des serpentines. Ces roches sont des plus rares dans le terrain exploré. Les calcaires jaune-brun et les brèches siliceuses jaunes, qu'on trouve au nord de Kapan appartiennent au triasique du complexe de Fatoe. On trouve épars dans le terrain, des blocs solitaires de calcaires jaunâtres, d'une dimension considérable, consistant probablement en une brèche de calcaire de Fatoe avec des calcaires mésozoïques supérieurs de la série de Sonnebait.

Les bancs rouges de roches siliceuses qu'on rencontre à l'ouest du Kenetik-Kaoeting, alternant avec des schistes rouges, appartiennent aux dépôts du mésozoïque supérieur. Ces couches sont en contact avec des calcaires roses à globigérines. On y trouve de même des marnes calcaires rouges à faune de *Globotruncana* du néo-crétacé. Les roches siliceuses à l'est de Kaoeting, blanches et fort décomposées, ont de petites taches noires et rondes, très caractéristiques. Au microscope on remarque dans ces roches de petits agrégats de carbonate aux structures d'organismes. Elles rentrent peut-être dans la catégorie des dépôts mésozoïques.

Au nord, vers le O. Sebot, des roches roses alternent avec des calcaires cristallins et des calcaires à plaquettes gris brun du mésozoïque. De même dans le N. Sabaoe et le N. Bidjeli on observe des calcaires roses d'âge probablement crétacé.

Au sud du bassin: Au sud du bassin central on retrouve le permien et le mésozoïque, au delà de Niki-Niki et au nord de Bele.

WANNER (34) a réuni les roches de cette zone étroite sous le nom de zone de Niki-Niki-Baung.

Selon WANNER le permien de cette zone se distingue de celui de la série analogue au nord du bassin en ce que les roches de la première sont développées en facies moins calcaires. Ces roches se composent principalement de calcaires et de marnes avec des roches éruptives et tuffogènes, contenant une grande richesse de fossiles: crinoïdes, céphalopodes, brachiopodes, coraux etc., qui ont donné une renommée mondiale à cette localité. En explorant le N. Fatoe et le N. Mamman situés dans cette zone, on ne rencontre pas de sédiments permien. Dans le N. Aintainoe à l'est du N. Fatoe le contact des sédiments récents du bassin avec les formations plus anciennes est formé par des calcaires à crinoïdes rouges. Dans le N. Boenoe on ne rencontre les mêmes calcaires qu'encaissés dans les séries du bassin.

La formation triasique est représentée par des calcaires gris bien stratifiés à halobies, qui alternent dans le N. Mamman avec des bancs d'argile verte et grise. Il faut placer dans la même série des grès calcaires gris à mica et des calcaires blancs qui se trouvent intercalés dans les calcaires triasiques. Dans le N. Fatoe à peu de distance du contact des roches anciennes avec le bassin on remarque des calcaires blanc jaune à céphalopodes du triasique supérieur (avec e.a. *Cladiscites*).

Au sud de Soë le mésozoïque supérieur est composé de schistes siliceux noirs et d'argiles roses.

Du mésozoïque supérieur il faut nommer les roches siliceuses roses qui affleurent dans le N. Fatoe. Les calcaires à globigérines bandés roses et blancs, qui se trouvent dans cette série ont été décrits par WANNER (34) comme sédiments jurassiques de la zone Niki-Niki-Baung.

L'âge des basaltes (B 184) qui se trouvent à l'est de Niki-Niki, les basaltes à olivine vésiculaires (B 185) et les gabbros analcitisés et zéolitisés (B 187^x) n'a pu être fixé, de manière qu'il n'est pas possible de les classer selon leur âge.

b. PLIO-PLÉISTOCÈNE.

En traitant de la stratigraphie il faut distinguer entre les sédiments plio-pléistocènes dans le bassin et ceux hors du bassin, pour les causes suivantes:

I. nulle part dans la région explorée une liaison évidente des sédiments dans le bassin avec ceux au dehors ne se laisse constater.

II. le développement stratigraphique des sédiments hors du bassin ne correspond point à celui des sédiments dans le bassin même.

ad. 1. A la marge septentrionale du bassin on ne remarque aucune liaison en forme de flexure entre les sédiments les plus anciens du bassin, qui ont une position redressée, et les sédiments horizontaux hors du bassin. De même toute liaison directe entre les sédiments néogènes du bassin et ceux hors du bassin fait défaut. A la marge méridionale une liaison entre les sédiments dans le bassin et hors du bassin fait défaut aussi.

ad. 2. Hors du bassin on ne trouve que des calcaires, en partie des calcaires coralliens, des calcaires à globigérines et des calcaires à globigérines avec des fragments d'origine volcanique. Les sédiments les plus importants dans le bassin sont pour la plupart des argiles et des marnes grises et jaunes, qu'on ne rencontre point hors du bassin, exception faite pour les calcaires coralliens qui couvrent par-ci par-là tous les autres sédiments au milieu du bassin.

1. Dépôts hors du bassin.

Succession et facies. Par suite des changements de facies, qui sont caractéristiques pour les mers à îles coralliennes, il n'est pas possible d'établir une succession stratigraphique, plus ou moins constante, des sédiments hors du bassin. WALTHER (33) remarque à ce sujet, que dans une contrée à récifs le sédiment ne se dépose jamais sur de grandes superficies en bancs strictement horizontaux, mais qu'au contraire il est déposé sur des distances restreintes en facies très varié et à des niveaux bien variables.

BROUWER (4) fait la description de roches identiques de Rotti et il pense à la formation d'une vase calcaire dans les lagunes de récifs coralliens, où dans l'eau blanche chargée de poudre corallienne qui se trouve après les tempêtes jusqu'à plusieurs kilomètres des récifs, la vase calcaire

peut se déposer en même temps que les squelettes de globigérines. Les récifs calcaires contiennent toujours une quantité de globigérines.

Outre les calcaires à globigérines nous avons parlé de dépôts analogues, contenant cependant des fragments d'origine volcanique. Ces dépôts, d'aspect marquant dans le terrain par suite de leur couleur blanche, contiennent dans leur fraction lourde l'hypersthène, l'augite et l'opaque comme principaux éléments. Quoique nous ayons à parler encore plusieurs fois de roches semblables se trouvant dans le bassin, nous voulons rappeler ici qu'au temps de la formation des calcaires à globigérines de la matière tuffogène fut comprise dans la sédimentation. Par suite de changements de faciès ces calcaires peuvent se convertir en marnes blanches plus molles. Une comparaison de ces calcaires et de ces marnes avec la craie blanche du crétacé en Europe a été faite par MOLENGRAAFF (20) et par TAN SIN HOK (26) se référant à CAYEUX (8).

Au sujet de la profondeur de la mer au temps de la formation de la craie blanche CAYEUX remarque, que la craie du nord de la France et la boue à globigérines se sont déposées à une petite distance des côtes et sous une légère profondeur d'eau, tandis que MOLENGRAAFF (20, p. 122, note 2) suppose que ces calcaires se sont déposés à grande distance des côtes, sans cependant prendre un caractère bathyal.

La formation de nos sédiments aura eu lieu probablement sous les conditions supposées par CAYEUX.

Les dépôts hors du bassin sont déposés transgressivement sur des roches plus anciennes, fort plissées. La position manifestement discordante a été observée à plusieurs endroits, conformément aux observations de WANNER (34) pour Timor occidental et de BROUWER (4) pour l'île voisine de Rotti.

Les dépôts se trouvent souvent en lots isolés, soit comme de petits restes d'érosion, soit en complexes de roches d'une étendue plus large. Les sédiments déposés à peu près horizontalement forment alors des plateaux. L'épaisseur de ces dépôts est fort variable.

Au mont Kenetik-Kaoeting, au nord de Kapan le récif calcaire s'élève en escarpement, en épaisseur d'environ 90 mètres, jusqu'à une hauteur de 955 mètres; il y a des dépôts identiques à Kapan et près de Niki-Niki, au sud du bassin, où les roches se trouvant à une hauteur de 765 mètres ont une épaisseur d'environ 55 mètres.

Près de Soë (850 m) l'épaisseur du calcaire corallien est restreinte, mais l'étendue en est considérable. Cette faible épaisseur est en partie due à l'érosion intense. La majorité du calcaire a disparu par dissolution et la

PLANCHE II.

Fig. 1.

Vue générale du bassin central vers le sud-est, depuis Kapan. Au premier plan: roches de la série de Sonnebait. Au second plan à gauche on voit les sédiments du bassin redressés vers le bord du bassin, formant une colline escarpée. Dans le fond: partie plus centrale du bassin. (Cliché D. TAPPENBECK.)

Fig. 2.

Même vue que ci-dessus, mais plus en détail. Au milieu on suppose la gorge dans le Noil Sabaoe. (Cliché H. A. BROUWER.)

Fig. 3.

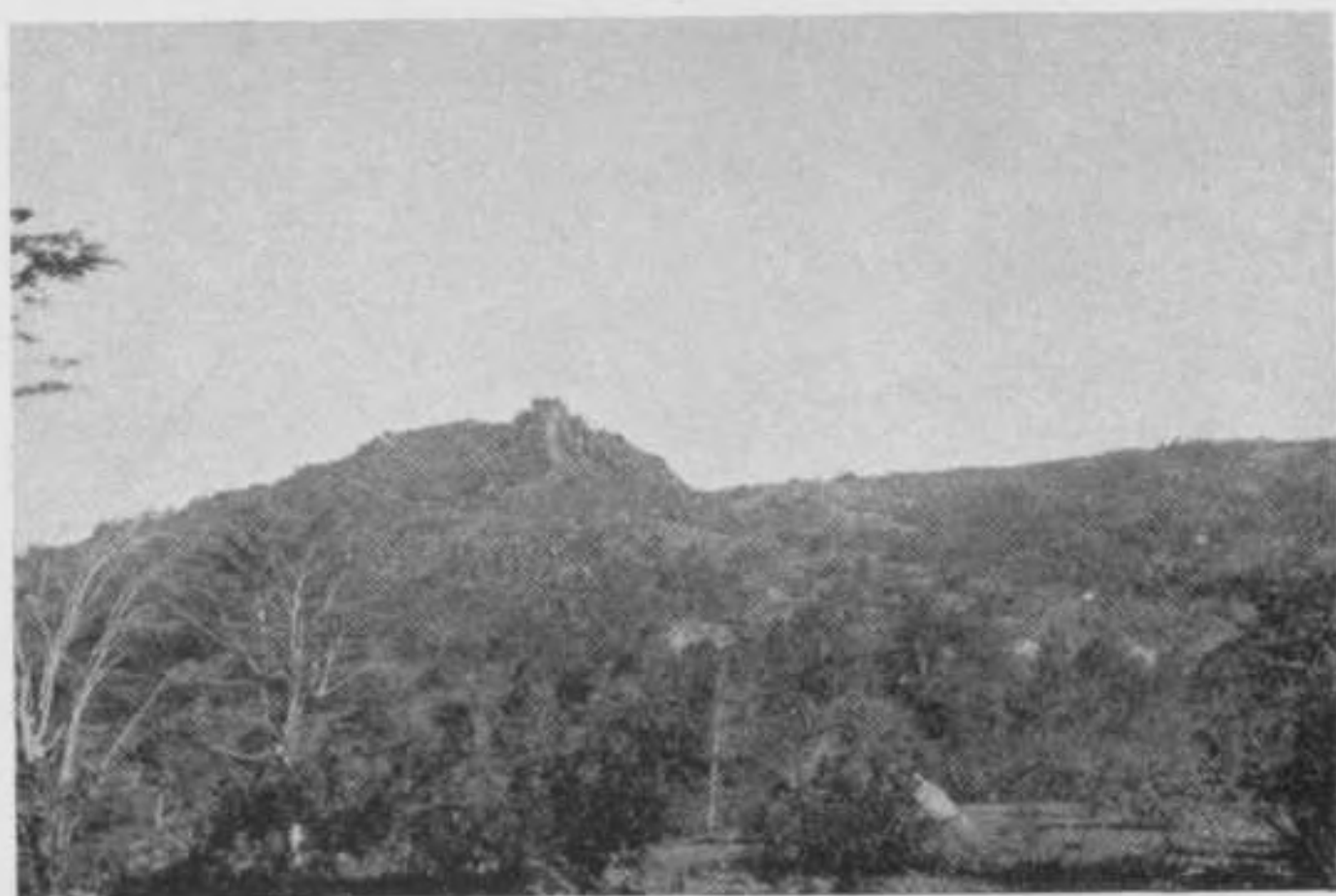
Vue depuis kampong Sebot vers le mont Kenetik-Kaoeting (calcaire récifal). Au premier plan: roches de la série de Sonnebait. (Cliché H. A. BROUWER.)



1.



2.



3.



latérite reste comme résidu. Ce phénomène ne se trouve point ailleurs dans la région explorée.

Description de quelques localités.

Au nord du bassin, près du mont Kenetik-Kaoeting (voir la carte 3), les calcaires à globigérines sont couverts de calcaire récifal. Le calcaire montre une stratification apparemment horizontale, mais extrêmement confuse par son caractère très friable (planche III).

Le récif calcaire consiste en calcaire finement granuleux, d'une couleur jaune jusqu'à blanche, à surface noire. On y trouve des lamellibranches, de même des concrétions caractéristiques en forme cylindrique, dont le grain est plus fin que celui des roches encaissantes. Ces concrétions peuvent être formées par des pholades ou peut-être par des racines d'arbres, qui ont produit des cavités où purent se déposer des matières plus fines. Les récifs calcaires situés au même niveau près de Kapan sont équivalents à ceux du Kenetik-Kaoeting. Vers l'est du Kenetik-Kaoeting, à environ 2 km au sud d'Ene et de Penkasse (670 m) on trouve quelques blocs de calcaire récifal d'une dimension d'à peu près 6 à 8 mètres, qui reposent directement en discordance sur les formations plus anciennes.

Au sud du bassin, près de Soë, on rencontre sous les récifs calcaires des calcaires blancs à surface d'altération grise. À côté de petites lamellibranches le calcaire montre parfois quantité de cavités dues à la dissolution d'organismes.

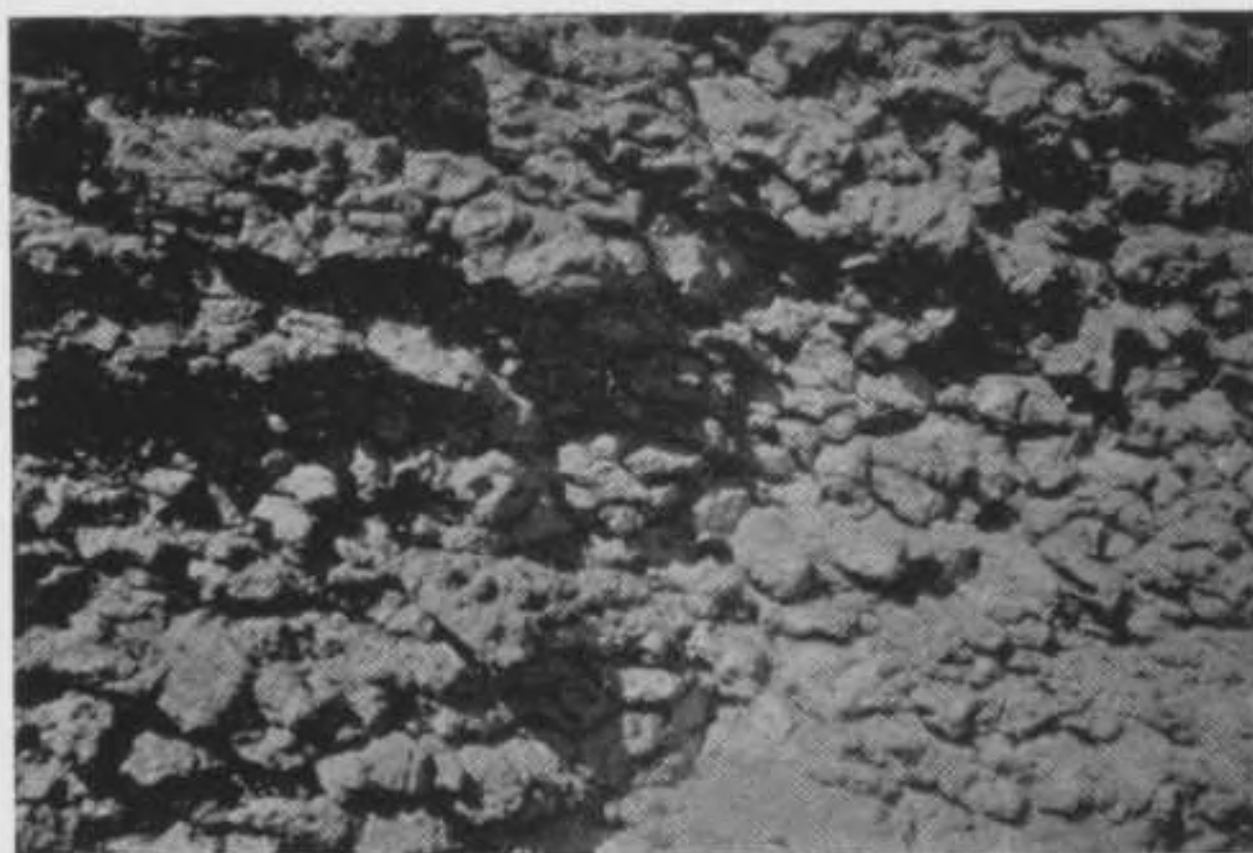
Les dépôts de marnes à craie blanche se trouvent vers l'est le long de la route de Soë à Niki-Niki et surtout à Niki-Niki. À côté de la route ils reposent sur les formations plus anciennes sans qu'ils soient couverts par des couches de récifs calcaires, comme c'est le cas à Niki-Niki.

Faune et âge des dépôts.

Selon FÉLIX (15) les récifs calcaires de Niki-Niki contiennent 65.5 % de coraux actuellement vivants. Cela indique un âge néo-pliocène. Quant à l'âge relatif des récifs hors du bassin par rapport aux récifs dans le bassin, je renvoie à la page 96.

Dans les dépôts de corail à Soë on rencontre des *Arca antiquata* LINN. bien conservés. BURCK (7) a décrit *Tridacna* sp. du calcaire de Niki-Niki.

Au microscope il apparaît que ces récifs calcaires contiennent des foraminifères, parmi lesquels on reconnaît de nombreuses globigérines, des rotalides et des amphistégines. En outre le récif du Kenetik-Kaoeting contient des fragments de roches d'origine volcanique.



1.



2.



3.

2. Dépôts dans le bassin.

La stratigraphie des sédiments du bassin a été décrite sommairement par MOLENGRAAFF (21). Nous voulons suivre en général cette classification globale en désignant les différents sédiments par zones (voir la carte 1), chaque zone se distinguant par une combinaison spécifique de roches, caractéristique pour la zone. Cette classification en zones se confirme par l'étude sédimento-pétrographique, non pas par le changement des associations minérales, mais par la quantité variable des différents minéraux trouvés.

Dans ces zones (spécialement dans la zone III) il est difficile de faire des subdivisions par la monotonie particulière des argiles et des marnes argileuses et par le manque de données paléontologiques évidentes. Les foraminifères, essentiellement des globigérines, sont identiques pour toutes les séries et se poursuivent du tertiaire jusqu'au temps actuel. Bien que les nombreux mollusques de ces couches nous indique l'âge de l'ensemble des couches de chaque localité comme plio-pléistocène, il n'est pas possible d'en dériver aucune subdivision plus détaillée.

Egalement, l'étude sédimento-pétrologique ne donne pas non plus d'indications de caractère spéciales du sédiment des couches individuelles, dans les séries monotones.

Les changements de facies des sédiments sont marqués par la présence de variations quelconques dans la proportion des minéraux. Mais un groupement de ces sédiments à base de ces variations serait complètement arbitraire.

Le seul moyen* qui nous reste de subdiviser les différentes zones est fourni par la position tranquille, souvent concordante, quasi horizontale des couches au centre du bassin, avec des redressements, seulement au bord, ce qui nous permet de séparer des sub-zones, par leur position topographique, tout en nous rendant compte cependant que ce moyen, par les nombreuses failles, n'a qu'une importance purement locale.

De la zone marginale du bassin (zone I) vers le centre (zone IV) on passe à des niveaux plus élevés et par conséquent plus récents des dépôts. Dans les fleuves fortement entaillés, cependant, on rencontre aussi des roches de la zone II et de la zone III à côté des formations de la zone IV.

ZONE I. *Dans cette zone sont réunis des calcaires à globigérines et des marnes en partie avec des fragments d'origine volcanique.*

On peut distinguer selon la couleur des calcaires à globigérines blancs et des calcaires gris. Ils montrent à la surface de rupture des globigéri-

nes en forme de globules de couleur laiteuse, mais plus souvent il ne reste qu'un grand nombre de petits trous sphériques, formés par l'empreinte des squelettes de globigérines calcaires, déjà dissoutes. En général les calcaires gris contiennent un peu plus d'argile et souvent les bancs sont séparés par de petites couches d'argile gris foncé.

Intercalés dans ces séries il y a des bancs de marnes plus molles, d'une épaisseur d'environ 20 cm, alternant avec des couches minces d'argiles brunes et ferrugineuses et de petits bancs tuffogènes et sableux. Ces dernières roches sont extrêmement fragiles, de grain fin, et elles se laissent facilement poudroyer.

L'acide chlorhydrique réagit très différemment sur ces sédiments; quelques spécimens purement tuffogène ne contenant point de carbonate.

SIMONS (25) fait mention de roches fort semblables dans la région de Batoe Poetih, où se trouvent de nombreux globigérines dans les exemplaires calcaires. Le même cas se présente dans le bassin, tandis que la composition de la fraction lourde des minéraux démontre le caractère tuffogène, de ces roches aussi (no. B 23—B 25). Par leur position stratigraphique alternant avec les calcaires, ce sont des dépôts marins tuffogènes. Des centres d'éruption sont inconnus.

Outre des foraminifères je n'ai rencontré au microscope dans les calcaires à globigérines que des rotalides.

TAN SIN HOK (26) cependant fait mention d'orbiculines et de pullénides, de pulvulines et de sphéroïdines en quantités variables dans des calcaires à globigérines près de Niki-Niki et aux environs de Kapan, tandis qu'il ne rencontrait des nodosarides, des textularides et des rotalides, que dans quelques spécimens et toujours en peu d'exemplaires.

De même il y a dans le sédiment calcaire quelques grains de quartz, indiquant, à côté des minéraux de la fraction lourde, l'influence de la région d'alimentation au temps de la sédimentation.

Les sédiments de cette zone atteignent une épaisseur considérable, par exemple dans le N. Sabaoe jusqu'à 80 m. Dans le N. Sabaoe les calcaires à globigérines blancs reposent sans discordance sur les calcaires gris avec une inclinaison de 26° vers le SE. Dans le N. Bidjeli on ne rencontre cette inclinaison régulière que dans la région SE du bord; au bord du bassin les couches montrent des mouvements tectoniques assez considérables. Des brèches de friction ne furent trouvées nulle part. Les paquets de couches donnent l'impression d'être chavirés en bloc et ils montrent du nord vers le sud des inclinaisons changeantes, après quoi on observe graduellement l'inclinaison vers le SE.

PLANCHE III.

Fig. 1.

Calcaire récifal du Mont Kenetik-Kaoeting.

Le calcaire montre une stratification apparemment horizontale, mais extrêmement confuse par sa nature friable.

Fig. 2.

La structure parallèle discordante dans les calcaires sableux de la zone II du Noil Bidjeli.

Fig. 3.

Calcaires sableux de la zone II dans le Noil Meokone au sud du T. Tetnai.

Les couches sont traversées par un plan de faille.



ZONE II. Cette zone se caractérise par des calcaires et des conglomérats fins à ciment calcaire.

Par la composition finement conglomératique et par la dureté du sédiment ces couches se distinguent nettement des autres sédiments du bassin. Ils forment même dans le terrain des couches caractéristiques pour le niveau stratigraphique.

Il y a une différence macroscopique entre les roches de la partie septentrionale et celles de la partie méridionale de la zone II.

Dans la partie septentrionale les couches sont composées de calcaires d'un grain fin et moyen.

Dans la partie méridionale il y a nombre de transitions de calcaires d'un grain fin et moyen, de calcaires sableux d'un grain plus gros et des conglomérats fins à ciment calcaire et des brèches. Par endroits on rencontre des couches de conglomérats à grands cailloux de schistes cristallins.

L'examen microscopique montre que les roches de cette zone se composent presque entièrement de carbonate, en outre on rencontre quelques grains de quartz, d'épidote et d'amphibole. Le pourcentage de carbonate provient de la présence de nombreux foraminifères entre lesquelles se trouvent des globigérines, des rotalides, des operculines et des amphistégines.

Au nord du bassin, dans le N. Sabaoe et le N. Bidjeli, ces séries reposent en concordance sur les roches de la première zone. Les couches ont une épaisseur totale d'environ 230 mètres et elles montrent une stratification entrecroisée très marquée (Planche III). Les nombreux bancs, chacun d'une épaisseur de 5 à 10 cm, ont été affectés par l'érosion, principalement dans la partie centrale plus molle de chaque banc, de sorte que deux rebords saillants se forment à la périphérie de chaque banc; le rebord inférieur du banc supérieur se combinant avec le rebord supérieur du banc inférieur. Les courants ont fait des dépôts très différents d'inclinaison. Cependant l'image totale de la série se présente fort régulier avec une inclinaison moyenne d'environ 25° SE vers le centre du bassin.

Dans la série marginale du sud, les roches de la première zone font souvent défaut et les roches de la deuxième zone font souvent le contact direct avec les couches permienes et mésozoïques au sud du bassin.

La stratification entrecroisée ne se trouve que dans le N. Boenoe.

Dans le N. Aintainoe les sédiments ne sont pas seulement redressés jusqu'à une position verticale, mais même renversés vers le nord.

Dans le N. Boenoe les conglomérats grossiers renferment aussi des

mollusques et des coraux. Dans les conglomérats fins à ciment calcaire du N. Boenoe on rencontre de même des couches intercalées d'argile grise et verte, que nous allons connaître de plus près dans les roches de la zone III. Un gastropode *Ranella subgranosa* BECK. a été trouvé dans les argiles grises. Ce fossile se trouve depuis le néo-miocène jusqu'au temps actuel. Ces argiles ont subi une influence tectonique d'où résultait un laminage.

Dans les argiles se trouvent quelquefois nombre d'éléments étrangers, e.a. de la matière de schistes cristallins et des fragments de calcaires roses et blancs d'un âge peut-être crétacéique.

ZONE III. Le bassin central est rempli pour la plus grande partie d'argiles et de marnes argileuses.

Ces formations constituent la surface dans la région du N. Sabaoe et du N. Bidjeli. Dans la partie centrale et méridionale du bassin les couches sont généralement couvertes de sédiments plus récents. Les couches de cette zone affleurent alors dans les entailles des rivières où par suite d'érosion les séries plus récentes ont disparu. Les sédiments de cette zone, tous caractérisés par leur extrême mollesse, contiennent des argiles, des marnes argileuses, des marnes pures, et des marnes sableuses; souvent les sédiments sont séparés les uns des autres par des couches minces, conglomératiques et des sables. Fréquemment on constate des transitions d'argiles pures à des marnes, ce qu'il faut expliquer par des changements de facies pendant la sédimentation.

On distingue des marnes argileuses jaunes et grises, qui se sont développées surtout dans la partie septentrionale du bassin. Dans le N. Sabaoe et le N. Bidjeli les marnes argileuses grises et jaunes alternent très régulièrement, chaque banc mesurant environ 30 cm, avec une épaisseur totale de la série de plus de 200 mètres. En général, dans la partie méridionale du bassin on ne retrouve pas cette alternation régulière de bancs jaunes et de bancs gris, par contre un gros paquet de marnes jaunes y reposent sur des marnes grises.

Quelques fois on trouve dans ces roches des concrétions cylindriques très caractéristiques, de différentes grandeurs, ayant un diamètre variant de 100 cm jusqu'à quelques centimètres. Elles sont creuses avec un trou central de diamètre très variable, tandis que la hauteur du cylindre n'est pas non plus constante, celle des grandes concrétions étant inférieure au diamètre, tandis que celle des plus petites atteint une hauteur de 4 à 5 fois le diamètre. Elles se composent du même sédiment, seulement fort cimenté. Dans la région du N. Noni et du N. Boeboenainoe on trouve

parfois les marnes grises en facies plus sableux. De petites couches de conglomérat et de cailloutis séparent les couches de marne les unes des autres. Dans le N. Lakoe les argiles prennent un autre aspect macroscopique. Les roches consistent en argiles brunes et vert clair contenant quelques fragments de schistes cristallins et par endroits des fragments de corail.

Le grand nombre de mollusques (voir les pages 27—32) dans toutes ces couches indique un dépôt peu profond, tandis que les cailloux et les couches de conglomérats fins accentuent la proximité de la terre pendant la sédimentation.

Dans le N. Boeboenainoe il y a de nombreux exemplaires de *Telescopium* sp. et de *Potamides* sp. Les fossiles indiquent un milieu d'eau saumâtre, tandis que les *Phos* sp. trouvés près de là, indiquent l'eau douce.

Dans les marnes argileuses au nord du T. Anaoeban se trouvent nombre de restes végétaux. Au microscope on voit à côté de nombreuses globigérines, du chlorite, du zircon et du quartz et des cristaux fort altérés d'amphibole et de feldspath. On peut conclure que pendant le remplissage du bassin avec les roches de la troisième zone, le bassin était continuellement en voie d'affaissement sans que cependant la mer pût atteindre une profondeur considérable. La présence des globigérines et de *Dentalium* sp. n'est point en contradiction avec cette constatation. Ces fossiles sont connus de mers plus profondes. KOPERBERG (18) les a décrits dans la contrée du T. Osapi où ils indiquent une profondeur de 250—300 m pour la sédimentation. Dans la région du N. Boeboenainoe on trouve ces fossiles à côté de fossiles d'eau saumâtre. Dans notre cas on peut se figurer qu'au début du procès le bassin était en communication directe avec l'océan, mais qu'au cours de la sédimentation se sont formées des lagunes, où après chaque marée haute des éléments étrangers furent emprisonnés et ainsi conduits à la sédimentation.

ZONE IV. A ce niveau stratigraphique appartiennent des marnes, des marnes sableuses, des sables, des cailloutis fins et des couches de conglomérats, des calcaires coralliens, des calcaires à foraminifères et des bancs à huîtres. Dans la région du N. Noni et à l'est et au sud ces sédiments atteignent une épaisseur considérable; près du T. Baloe 130 mètres; vers l'est l'épaisseur est supérieure à ce chiffre; dans les environs de Poena, près du pont naturel (Planche I) l'épaisseur de ces sédiments d'après des jaugeages superficiels dépasse amplement le chiffre de 200 mètres, mentionné par MOLENGRAAFF (20).

A mesure que le sol monte, un certain pourcentage de sable se mêle aux

dépôts d'argile et de marne de la zone III et ils se transforment enfin en marnes sableuses, en cailloux fins et en conglomérats. Les mouvements

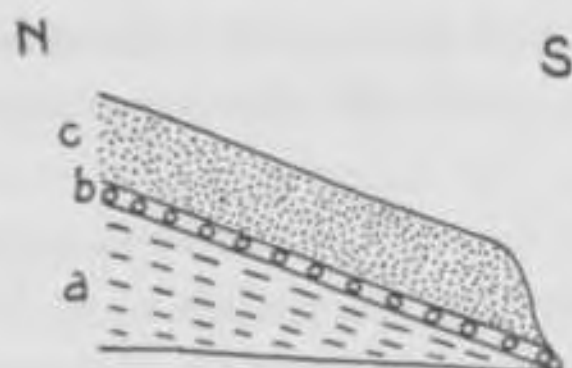


Fig. 1.

Affleurement dans le Noil Sabaoe; concordance entre les sédiments de la zone III et ceux de la zone IV.

a. marne grise de la zone III.
b. conglomérat fin } de la
c. marne sableuse } zone IV.

tectoniques au centre du bassin étaient cependant d'ordre local: à côté de soulèvements en petits môles, des abaissements produisirent de petits fossés. Ainsi les résultats de la sédimentation sont très variés. Dans les fossés on rencontre une sédimentation continue, ainsi que les marnes grises de la zone III sont couvertes de marnes sableuses jaunes et de couches à conglomérats fins et à fossiles de la zone IV. Par des mouvements plus récents ces séries sont arrivées à une inclinaison de 10° vers le SE (voir la figure 1). Dans les môles les couches de la zone IV arrivaient souvent à une position discordante au dessus des marnes grises.

Cela se voit à merveille aux dépôts au sud-ouest du T. Baloe, où les marnes grises d'une inclinaison de 9° SE sont couvertes de couches jaunes sableuses, en dépôts horizontaux (voir la figure 2).

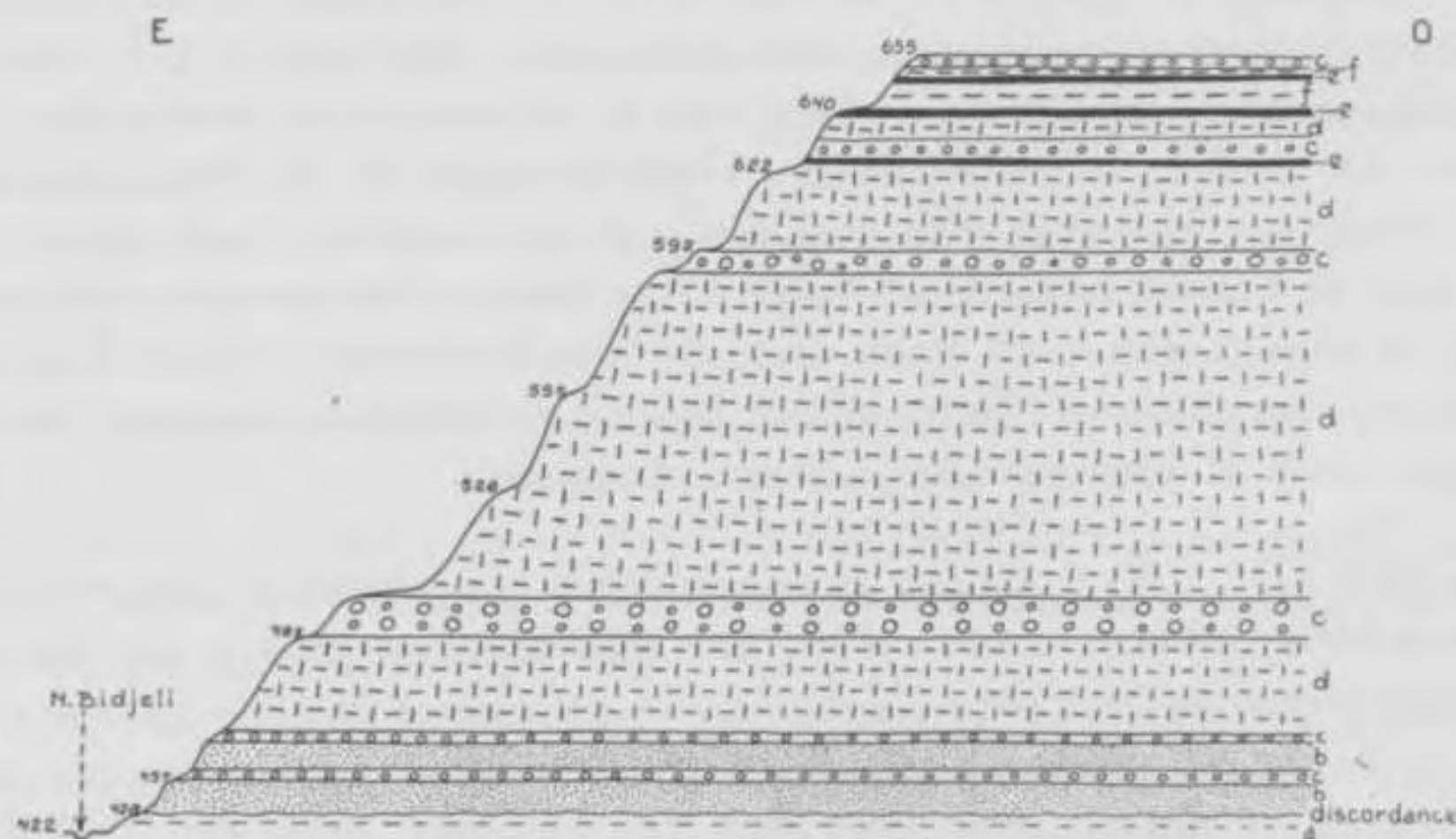


Fig. 2.

Affleurement dans le Noil Noni au sud du Toi Baloe.

- a. marnes et argiles de la zone III.
- b. marnes sableuses.
- c. conglomérats fins et gros.
- d. calcaires coralliens.
- e. bancs à huîtres.

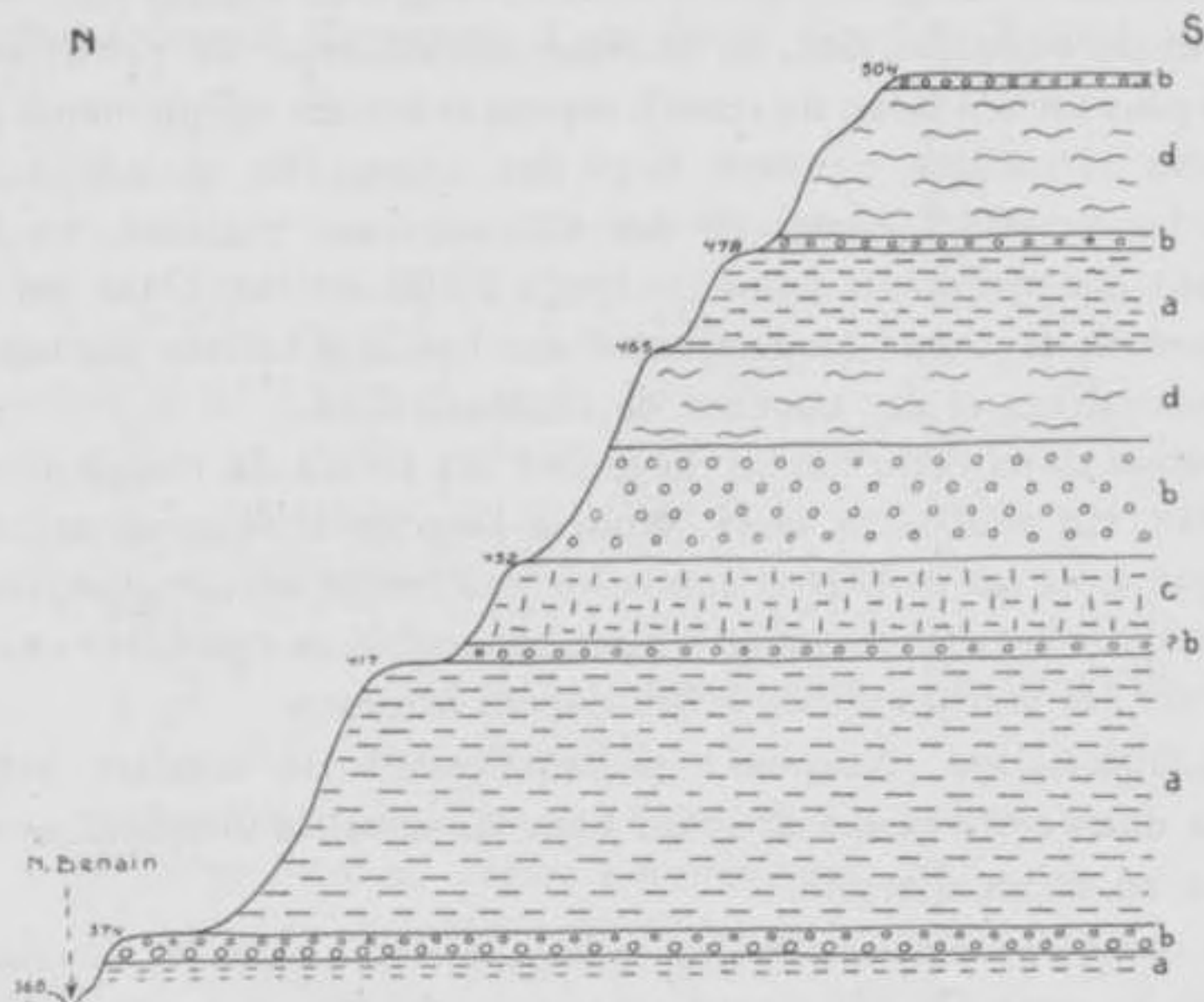


Fig. 3.

Affleurement dans le Noil Noni à l'est du Fatoe Toenetoenan.

- a. marnes et argiles.
- b. conglomérats gros et moyens.
- c. calcaire corallien.
- d. glaises.

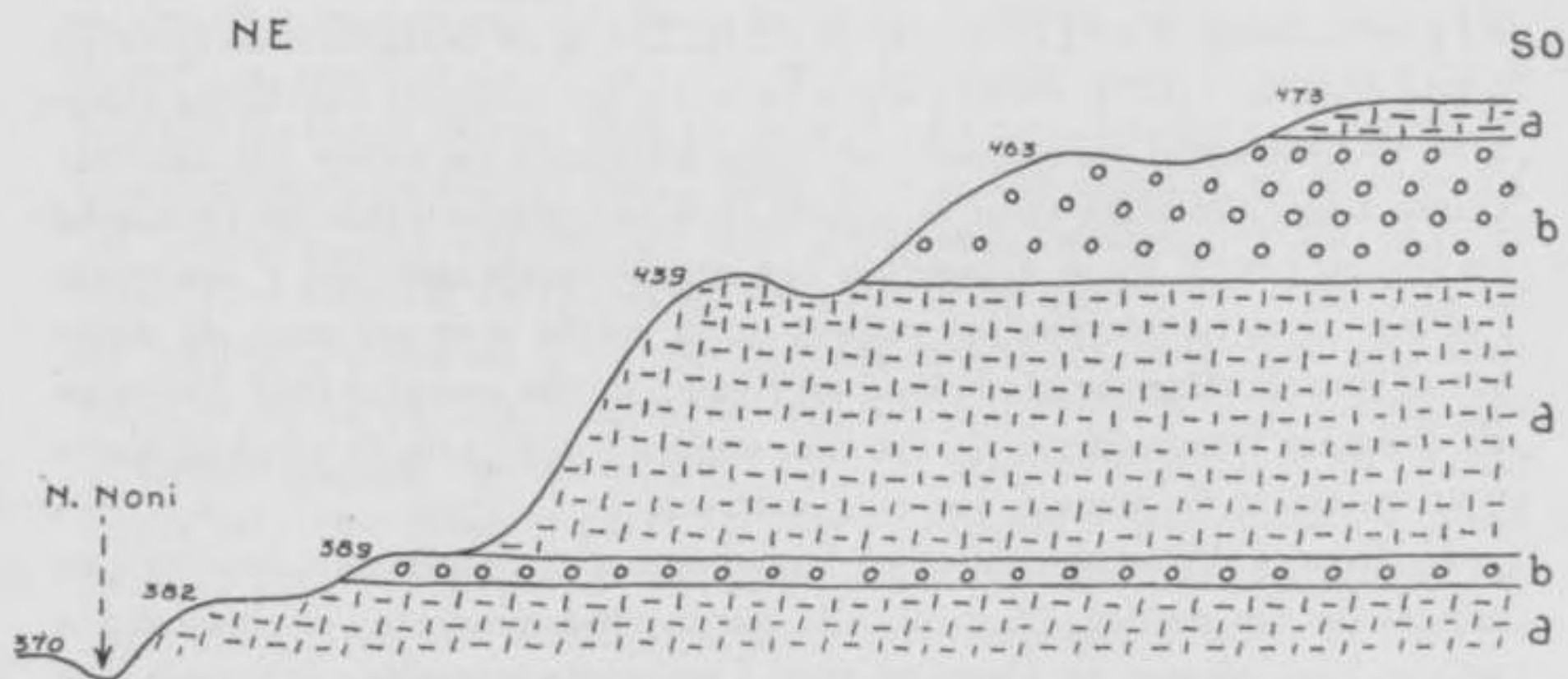


Fig. 4.

Affleurement dans le Noil Benain à l'est du village Noil Noni.

- a. calcaires coralliens.
- b. conglomérats.

Plus haut dans les séries les dépôts littoraux sont formés par des bancs alternants de conglomérats, de marnes sableuses et de calcaires coralliens. Le plus ancien banc de corail, reposant sur un conglomérat grossier de schistes cristallins, contient hors des coraux un grand nombre de gastropodes brisés. L'épaisseur des calcaires est variable, en total ils constituent des sédiments épais de jusqu'à 100 mètres. Dans les couches supérieures de la coupe on rencontre des bancs à huîtres encaissés dans les marnes jaunes et des couches de cailloutis fins.

En somme dans cette partie du bassin six bancs de conglomérats ont été formés. En aval dans le N. Noni à l'est de F. Toenetoenan on n'a trouvé que trois ou peut-être quatre de ces bancs de conglomérats (voir la figure 3). A cet affleurement il était impossible de constater une discordance entre les marnes grises et les dépôts littoraux.

Les conglomérats, composés principalement de matière schisteuse, alternent dans cette coupe avec un banc de corail d'une épaisseur de 15 mètres et un dépôt d'argile.

A environ 800 mètres à l'est du village de Noil Noni les couches supérieures de la zone IV affleurent au niveau du fleuve (voir la figure 4). Séparée par deux couches de conglomérats on y trouve une marne calcaire blanche avec de nombreux fragments de corail. La couche supérieure est formée par un banc de corail de 7 mètres. Vers l'est l'épaisseur des calcaires coralliens augmente. On a aussi pu constater qu'il y a des globigérines dans ces dépôts.

MOLENGRAAFF (20) décrit des bancs d'une épaisseur de 70 mètres près du pont naturel. Vers l'embouchure du N. Lakoe au N. Benain ils arrivent à une épaisseur de 50 mètres à peu près. Ici les calcaires coralliens reposent en partie sur des marnes sableuses banquées en partie sur des calcaires à foraminifères (voir la figure 5). Ces derniers calcaires formaient un îlot au temps de la déposition des marnes sableuses. On y remarque l'action de la battue par les vagues de la marée à la présence de nombreux foraminifères brisés le long du rivage, tandis que plus près du centre de l'îlot les foraminifères (dans leur majorité des grandes amphistégines à un diamètre de jusqu'à $2\frac{1}{2}$ cm) sont intacts.

Au Prof. J. WANNER, qui a eu l'amabilité d'examiner quelques coupes minces de ces roches, j'emprunte la description suivante ¹⁾: „les coupes minces sont pleines de foraminifères. La grande majorité est formée par des *Operculinella sp.* et des *Amphistegina sp.* et un petit nombre de *Planor-*

¹⁾ Traduction d'un renseignement écrit.

bulinella et des *Rotaliidae* (cf. *Cibicides*), d'ailleurs un morceau d'échinoderme, probablement provenant d'une épine d'oursin. Toutes ces espèces

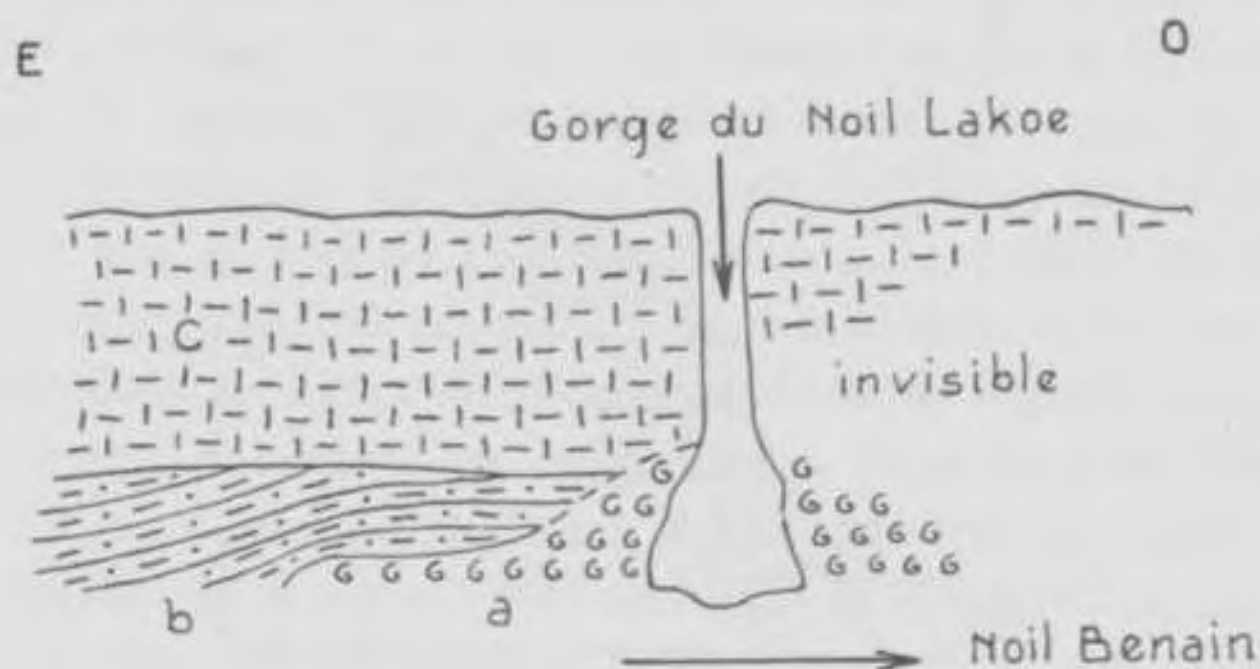


Fig. 5.

Vers l'embouchure du Noil Lakoe dans le Noil Benain.

- a. calcaire à foraminifères.
- b. marne sableuse.
- c. calcaire corallien.

se trouvent partout dans le tertiaire et on les connaît aussi aux âges plus récents. Cette trouvaille ne donne aucune réponse définitive concernant l'âge exact. Quoique cette coupe mince ne contienne aucun fossile, fournissant une preuve certaine du tertiaire ancien ou plus récent, jusqu'au miocène, un âge pliocène-quartaire me paraît probable." Les marnes couvrantes sableuses, d'une inclinaison de 20° , sont banquées et contiennent de petits bancs intercalés d'argile et des couches blanches de marne. Dans ces couches on trouve du côté occidental une flexion légère à laquelle les bancs suivent plus ou moins la surface du calcaire à amphistegines. La succession des bancs dans la série des couches de la zone IV est toujours fort variée. Au sud du bassin les couches de cailloux dominant. Au nord de Hoëeknoetoe dans le N. Lakoe il y a six couches de cailloux, alternant avec des marnes argileuses brunes et gris clair (voir la figure 6). Les couches de cailloux sont composées de roches, que la rivière contient encore aujourd'hui. Les marnes argileuses de couleur brune, qu'il faut compter parmi les séries du bassin à cause de leur contenu minéral (no. 151 page 58) ne se trouvent que dans cette contrée. Par suite de leur position stratigraphique par rapport aux couches de cailloux elles sont incorporées dans cette zone.

Les terrasses de cailloux.

Par endroits le bassin se remplit complètement des formations lagunaires

mentionnées, suivies uniquement par des couches de cailloux formant terrasse de manière que les roches de la zone IV font défaut, tandis

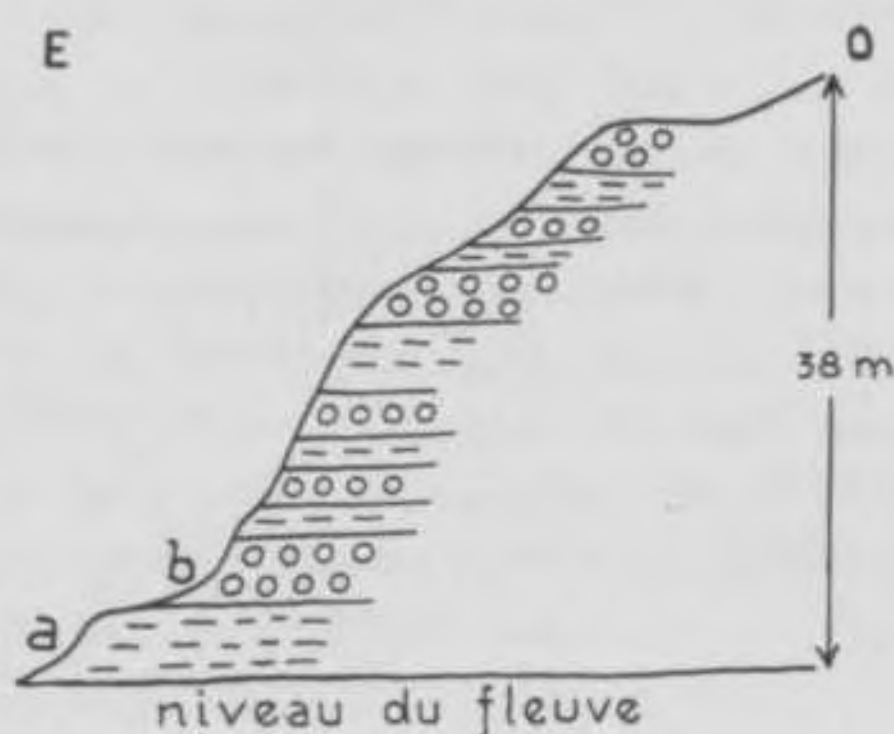


Fig. 6.

Détail dans le Noil Lakoe au nord du village Hoëeknoetoe.

a. marnes argileuses.

b. couches de cailloux.

qu'ailleurs les formations lagunaires ont été suivies par de gros paquets de couches (réunies comme des couches de la zone IV), avant que la sédimentation se terminât par des terrasses de cailloux ou des calcaires coralliens. Les terrasses sont d'ailleurs d'une nature purement fluvatile, ne contenant point de fossiles et portant des cailloutis, qu'on trouve encore aujourd'hui dans les rivières. Les cailloux les plus communs sont des roches siliceuses, des radiolarites et des schistes cristallins, e.a. des amphibolites. Particulièrement dans la région du N. Bidjeli et du N. Sabaoe, où la sédimentation était restreinte aux roches de la zone III, les terrasses de cailloux furent toujours retrouvées dans les coupes comme couche supérieure.

La faune des mollusques du bassin central.

Des publications de MARTIN, TESCH et KOPERBERG traitent des faunes de mollusques du bassin central. Ils y ont décrit des localités de Timor NE (région de Fialarang), de Timor central (région de Mollo et d'Amanoebang) et de Timor occidental (environs de Tjamplong). Dans ces publications ils relèvent l'analogie entre ces faunes et celles de l'île de Ceram. Avec l'île de Java aussi celle de Timor a beaucoup d'espèces en commun. Pour la région explorée les publications de TESCH (29) et de KOPERBERG (18) sont les plus importantes.

Des matériaux recueillis pendant la dernière expédition les localités

sont donnés par numéros soulignés dans la carte II et dans la table (page 27). Les mollusques numérotés 131^x/69 du ruisseau Oi-Kloi, ainsi que les brachiopodes des localités 375/69 et 467/69 ont été ramassés par DE MAREZ OYENS. Par le nom de Pene, d'après le village Pene, je désigne tous les fossiles, que les indigènes m'ont procurés là. Probablement ils sont originaires des sédiments de l'affluent de l'est, le Nono Leloh, à ± 2 km au sud de l'embouchure du N. Lakoe au N. Benain. Les autres fossiles ont été recueillis par moi-même. Ils se trouvaient le plus souvent dans la marne argileuse et dans les bancs d'argile, qui à plusieurs endroits passent l'une à l'autre en sens vertical. Horizontalement aussi on les distingue parfois à peine, de sorte que pour éviter des fautes de récolte on a omis l'indication de la hauteur au-dessus du lit fluvial, où on a trouvé ces bancs.

Dans la table se trouvent des espèces nouvelles pour l'île de Timor. La composition de cette table a eu lieu selon la classification de VAN DER VLERK (31). Pour les *Cypraeidae* on a employé les nouveaux noms des espèces.

La présence des mollusques dans les autres îles de l'archipel a été complétée suivant les dernières données.

La condition dans laquelle les fossiles ont été conservés est excellente. Parfois même la couleur originale a été conservée, ce qui pourrait plaider en faveur de l'âge bien jeune des sédiments du bassin.

Les *Cypraeidae* et les *Terebridae* trouvées dans le centre du bassin pouvaient être déterminées selon leur couleur. Un seul exemplaire du *Turbo petholatus* LINNÉ, semblant presque récent de par son éclat, contient aussi l'opercule accessoire. La situation des localités de fossiles est indiquée chez TESCH (29) par W I, W II, etc. et M I, M II, etc. et chez KOPERBERG (18) par F I, etc. Ils établirent pour les faunes trouvées là, le pourcentage des espèces qui vivent encore aujourd'hui et ainsi dans le bassin central ils ont rencontré des sédiments pléistocènes, eo-pléistocènes ou néo-pliocènes, pliocènes, et — non pas cependant avec une certitude absolue — des sédiments du pliocène inférieur ou du miocène supérieur.

La situation des localités est donnée globalement, ce qui rend difficile une comparaison exacte avec des localités analogues trouvées par moi-même. Probablement la correspondance suivante existe entre les localités pliocènes: no. 63^x correspond à M I et M VII; no. 136^x à M IV, M XIV?, W III; no. 212^x à F I.

La localité no. 63^x ne contient que deux espèces, chacune déjà rencontrée dans M I et M VII. La localité 136^x, à trois espèces, nouvelles par

les localités, et le No. 212^x ayant une seule espèce nouvelle pour la localité F I, ne peuvent changer le pourcentage déjà acquis. Aux localités eo-pléistocènes ou néo-pliocènes appartiennent quatre espèces de la localité 200^x. La localité pléistocène M XVII correspond à la localité 126^x, qui ne contient que des *Ostréides*.

Sous réserve TESCH a déterminé l'âge éo-pliocène ou néo-miocène de la localité M V. Faute de fossiles — du nombre de respectivement 8,3 et 15 espèces — le pourcentage acquis cependant n'est point certain. M V se trouve sur la rive gauche du N. Besi, non loin du bivouac N. Noni dans la contrée de Mollo. Probablement des mollusques proviennent des marnes argileuses grises, qui affleurent à la base du F. Lainaam. Ailleurs des roches apparemment semblables contiennent des faunes à pourcentage pliocène. Comme je n'ai pu recueillir de matériaux nouveaux de ces localités, le pourcentage ne se laisse pas définir avec plus de certitude et en attendant il faut penser à un changement de facies.

La table suivante forme par la quantité des exemplaires une contribution à la détermination du pourcentage pour les sédiments du bassin tous ensemble. Je n'y ai donné que les localités ayant plus de 5 espèces.

localité	143,	nombre	des espèces	7,	dont	5,	récentes,	pourc.	71 %
"	Pene,	"	"	42,	"	26,	"	"	62 %
"	158,	"	"	17,	"	9,	"	"	53 %
"	157,	"	"	11,	"	6,	"	"	54 %
"	152,	"	"	14,	"	7,	"	"	50 %
"	Oi-Kloi,	"	"	16,	"	11,	"	"	69 %
"	156 ^x ,	"	"	20,	"	14,	"	"	70 %
"	153 ^x ,	"	"	12,	"	8,	"	"	67 %
"	137,	"	"	9,	"	7,	"	"	77 %
"	242 ^x ,	"	"	12,	"	11,	"	"	91 %
"	135 ^x ,	"	"	6,	"	5,	"	"	83 %

Comme la carte l'indique, les localités 133, 134, 134^x, 135^x, 136^x, 152, 153^x se trouvent tout près les unes des autres. Les fossiles proviennent de différentes couches. Si on réunit les faunes de toutes ces couches, il y a ici 38 espèces au total, dont 23 récentes. Le pourcentage de 60 indique le plio-pléistocène.

Si on fait la même chose pour les localités 137, 138, 153 on trouve 11 espèces, dont 8 de récentes. Cela rend 72 % et indique de même le plio-pléistocène. Pour les autres localités il y a trop peu d'espèces présentes, pour que le pourcentage puisse être fixé avec certitude.

GASTROPODES.

Abbreviations: néo-miocène	NM	pliocène	P
éocène	EM	plic-pléistocène	PP
miocène	M	quartaire	Q
		récent	R

Nom.	Localité.	Timor.			Reste de l'Archipel.			
		M	P	Q	M	P	Q	R
Ordre Pulmonata.								
Fam. Auriculidae.								
<i>Melampus spec.</i>	143							
Ordre Prosobranchiata.								
Fam. Terebridae.								
<i>Terebra cumingii</i> DESH.	Pene		P?			P		R
" <i>maculata</i> LINN.	158			Q				R
" <i>torquata pliocenica</i>								
KOPERB.	Pene		P					
" <i>woodwardiana</i> MART.	158		P		M	P		
" <i>spec.</i>	158							
Fam. Conidae.								
<i>Bathytoma herklotsi</i> MART.	136×, Pene, 157	NM?	P		NM			
<i>Conus arenatus</i> LINN.	158							R
" <i>cinereus</i> HWASS	152, 157, Oi-Kloi		P	Q?		P		R
" <i>crassus</i> SOWERBY	156×							R
" <i>insculptus</i> KIENER	143, Pene		P		NM	P-PP		R
" <i>ngawianus</i> MART.	157×, 158, Pene		P		EM-NM	P		
" <i>quercinus</i> HWASS	156×				NM		Q	R
" <i>socialis</i> MART.	158, Pene, Oi-Kloi	NM?	P-PP?		M-NM	P		
" <i>spec.</i>	133, 156×, 157, 158							
<i>Defrancia spec.</i>	?							
<i>Drillia flavidula</i> LAM.	107, 153×		P		NM	P	Q	R
" <i>nodilirata</i> SMITH	Pene		P			P		R
" <i>reticulata</i> TESCH	153×, 156×, Pene		P					
" <i>spec.</i>	143							
<i>Pleurotoma carinata</i> GRAY	(63×, 133, 137, 143, 153×,							
prior <i>woodwardi</i> MART.	(157, 164, 200×, 242×, Pene		P		EM-NM	P		R
" <i>gendinganensis</i> MART.	63×, 153×, 164, Pene	NM?	P		NM	P		
" <i>junghuhni</i> TESCH	156×, 157		P					
" cf. <i>karanganensis</i> MART.	156×		P		EM-NM			
" <i>molengraaffi</i> TESCH	156×		P					
" <i>tigrina</i> LAM.	Oi-Kloi		P		NM	P	Q	R
" <i>spec.</i>	137, 156×, 157							
<i>Surcula spec.</i>	157							
Fam. Cancellaridae.								
<i>Cancellaria jonkeri</i> KOPERB.	156×		P					
" <i>spec.</i>	158							

GASTROPODES. (Suite.)

Nom.	Localité.	Timor.			Reste de l'Archipel.			
		M	P	Q	M	P	Q	R
Fam. Olividae.								
<i>Oliva funebris</i> LAM.	152, 158		P		NM	P		R
„ <i>rufula</i> DUCL.	137		P		M	P		R
„ <i>tricolor</i> LAM.	242×							R
„ <i>spec.</i>	134×, 152, 158							
<i>Olivancillaria acuminata</i> LAM.	156×, 242×				NM	P		R
Fam. Mitridae.								
<i>Mitra interlirata teschi</i> KOPERB.	Pene, Oi-Kloi		P			P		
„ <i>pellis-serpentis</i> REEVE	153×							R
„ <i>spec.</i>	Pene							
<i>Turricula obeliscus teschi</i> KOPERB.	164, Pene		P					
„ <i>van der vlerki</i> <i>fatuensis</i> KOPERB.	156×		P					
„ <i>van der vlerki</i> <i>nikiensis</i> KOPERB.	Pene		P					
„ <i>rugosa</i> GMEL.	Pene							R
„ <i>vittata</i> SWAIN.	157×		PP					R
„ <i>wanneri</i> TESCH	Pene		P			P		
Fam. Fascioliidae.								
<i>Lathyrus cf. brevicaudatus</i> REEVE	242×							R
„ <i>fusiformis</i> TESCH	Pene		P					
„ <i>jonkeri</i> KOPERB.	152		P					
„ <i>aff. wagneri</i> ANTON	Pene						Q	R
Fam. Turbinellidae.								
<i>Semifusus blosvillei</i> DESH.	131×/69		P					R
Fam. Buccinidae.								
<i>Dipsaccus canaliculatus</i> SCHUM.	Pene				NM	P		R
<i>Ootoma jonkeri</i> KOPERB.	157, 158		P					
<i>Phos acuminatus</i> MART.	137	NM?	P?		EN - NM	P		
„ <i>teschi</i> KOPERB.	152		P					
„ <i>textus</i> GMELIN	242×							R
„ <i>spec.</i>	135×							
<i>Tritonidea fumosa</i> DILLW.	Oi-Kloi				M		Q	R
Fam. Nassidae.								
<i>Nassa canaliculata</i> LAM.	131×/69, Pene		P		NM	P	Q	R
„ <i>extinctelirata</i> FISCHER	242×, Pene					P		
„ <i>cf. unicolor</i> LAM. 1)	153×							R

GASTROPODES. (Suite.)

Nom.	Localité.	Timor.			Reste de l'Archipel.			
		M	P	Q	M	P	Q	R
<i>Nassa kieneri</i> DESH.	135×, 156×, Oi-Kloi		P			P		R
„ <i>lurida</i> GOULD	135×, 156×							R
„ <i>siquijorensis</i> ADS.	136×, Oi-Kloi		P			P	Q	R
„ <i>subspinosa</i> LAM.	Pene		P					R
„ <i>spec.</i>	Pene							
Fam. Muricidae.								
<i>Murex bantamensis teschi</i>								
KOPERB.	135×, Pene		P		NM	P		
„ <i>timorensis</i> TESCH	Pene		P					
Fam. Purpuridae.								
<i>Ricinuia concatenata</i> LAM.	156×, 158		P		NM		Q	R
Fam. Tritonidae								
<i>Eutritonium batavianum timorensis</i> KOPERB.	143, 153×, 158, 164		P					
„ <i>aff. rubeculum</i> LINN.	137						Q	R
„ <i>sowerbii</i> REEVE	Pene					P		R
„ <i>tjilonganensis</i> MART.	Pene				NM	P		
„ <i>spec.</i>	Pene							
<i>Hindsia wanneri</i> TESCH	152, 153×, 158, 200×, Pene		P					
<i>Ranella bitubercularis</i> LAM.	242×, Pene		P		EM-NM	P	Q	R
„ <i>nobilis timorensis</i>								
KOPERB.	152		P					
„ <i>pulchra</i> GRAY	156, Pene		P		M	P		R
„ <i>subgranosa</i> BECK	137, 143, 152, 157×, 158, 158×, 212×, Pene		P		NM	P		R
„ <i>spec. juv.</i>	164							
Fam. Cassididae.								
<i>Cassis japonica</i> REEVE								
cf. MINOR KÜSTER	Pene					P		R
Fam. Cypraeidae.								
<i>Cypraea carneola wanneri</i>								
SCHILDER	156×		PP				Q	R
„ <i>erosa duyffjesi</i>								
SCHILDER	156×		P			PP	Q	R
„ <i>lynx</i> LINN.	156×						Q	R
„ <i>mappa</i> LINN.	156×							R
„ <i>tigris</i> LINN.	156×						Q	R
Fam. Strombidae.								
<i>Rimella cancellata</i> LAM.	131×/69, Pene		P			P		R

GASTROPODES. (Suite.)

Nom.	Localité.	Timor.			Reste de l'Archipel.			
		M	P	Q	M	P	Q	R
<i>Rostellaria deliculata</i> NEVILL.	135×, 152, 153×, 156×, 157 158×	NM?	P					R
" <i>powisii</i> PETIT	133×, 134, 242×, Pene		P					R
<i>Strombus canarium</i> LINN.	134, 135×, 152, 153×, 158 242×, Oi-Kloi		P			P	Q	R
" <i>gibberulus</i> LINN.	153×		P	Q			Q	R
" <i>labiosus</i> GRAY	143, 157, Pene, Oi-Kloi							R
" <i>plicatus</i> LAM.	Oi-Kloi				NM		Q	R
" <i>variabilis</i> SWAINS	Pene				NM			
" <i>spec.</i>								
Fam. Cerithiidae.								
<i>Cerithium granosum</i> KIENER	157, Oi-Kloi							R
" <i>pfefferi</i> DUNKER	143							R
" <i>spec.</i>	152							
<i>Potamides jonkeri</i> MART.	143, Oi-Kloi		P		NM	P		
" <i>palustris</i> LINN.	152, 158×		P		NM	P	Q	R
" <i>sulcatus</i> BORN	152		P	Q?	NM	P		R
<i>Telescopium telescopium</i> LINN.	242×, Pene		P	Q	NM	P	Q	R
" <i>titan</i> MART.	242×		P		NM	P		R
" <i>spec.</i>	156×, Pene							
Fam. Turritellidae.								
<i>Turritella maculata</i> REEVE	242×							R
Fam. Melaniidae.								
<i>Melania crenulata</i> DESH.	Pene 156×							R
" <i>granifera</i> LAM.	135×, 152, 153							R
" <i>punctuata</i> LAM.	158, 242×					P		R
" <i>scabra</i> MÜLLER	Pene					P—PP	Q?	R
" <i>tuberculata</i> MÜLLER	200×				NM	P—PP	Q	R
" <i>woodwardi</i> MART.	136×, Oi-Kloi		P?		EM	P		
" <i>zollingeri</i> BROT	Pene						Q	R
Fam. Solariidae.								
<i>Solarium perspectivum</i> LINN.	158		P	Q	EM—NM	P		R
Fam. Naticidae.								
<i>Natica globosa</i> CHEMN.	164		P		EM	P	Q	R
" <i>mamilla</i> LINN.	137, 153×, 157, 158, 164		P		NM	P	Q	R
" <i>rufa</i> BORN	242×		P		EM—NM	P		R
" <i>spec.</i>	143, 158, 200×, 242×							
Fam. Scalariidae.								
<i>Scalaria spec.</i>	152							

GASTROPODES. (Suite.)

Nom.	Localité.	Timor.			Reste de l'Archipel.			
		M	P	Q	M	P	Q	R
Fam. Pyramidellidae. <i>Pyramidella spec.</i>	158							
Fam. Neritidae. <i>Neritina corona</i> LINN.	158							R
„ <i>spec.</i>	158							
Fam. Turbinidae. <i>Turbo petholatus</i> LINN.	156×		PP	Q	NM	P	Q	R
Fam. Trochidae. <i>Trochus tjilonganensis</i> MART.	152, 158		PP		NM	P		

LAMELLIBRANCHES.

Ordre Tetrabranchiata. Fam. Ostreidae. <i>Ostrea spec.</i>	121×, 126×, 132×							
Fam. Pectinidae. <i>Chlamys pallium</i> LINN.	136×				EM—NM		Q	R
Fam. Arcidae. <i>Arca antiquata</i> LINN.	136×, 137			Q	EM—NM	P	Q	
„ <i>biformis</i> MART.	160×, Oi-Kloi		P	Q	NM	P		
„ <i>cornea</i> REEVE	Oi-Kloi		P	Q			Q	R
„ <i>decussata</i> SOW.	Pene		P			P?	Q?	R
„ <i>ventricosa</i> LAM.	Pene							R
<i>Glycymeris reevei</i> .	137							R
Fam. Carditidae. <i>Cardita sulcata</i> BRUG.	242×		P?			P		R
Fam. Crassatellidae. <i>Crassatella martini</i> FINLAY	143				NM			
Fam. Cardiidae. <i>Cardium angulatum</i> LAM.	154×, 158						Q	R
Fam. Veneridae. <i>Circe scripta</i> LINN.	137, 157, 160×, 242×, Pene, Oi-Kloi		P			P	Q	R

LAMELLIBRANCHES. (Suite.)

Nom.	Localité.	Timor.			Reste de l'Archipel.			
		M	P	Q	M	P	Q	R
<i>Dosinia spec.</i> ²⁾	157							
<i>Meretrix molengraaffi</i> TESCH	157, 160×, Oi-Kloi		P			P		
<i>Venus chlorotica</i> TESCH	137, 160×, Pene		P					
Fam. Cyrenidae.								
<i>Polymesoda tegalensis</i>								
OOSTINGH	153					P	Q	
<i>Cyrena spec.</i>	153							
Fam. Myidae.								
<i>Corbula scaphoides</i> HINDS.	175, 200×, 241		P	Q	NM	P		R
Ordre Dibranchia.								
Fam. Tellinidae.								
<i>Tellina truncata</i> JONAS	152							
" <i>spec.</i>	Pene							R

SCAPHOPODES.

Fam. Dentaliidae.								
<i>Dentalium junghuhnii</i> MART.	138, 143, 152, 157, 158, 200×, Pene	NM?	P		EM—NM	P		
" <i>subrectum</i> MART.	143, 152, 153, 158		P		EM			

BRACHIOPODES.

Fam. Terebratulidae.								
<i>Terebratula exarata</i> MART.	375/69				M	P		
" <i>spec.</i>								
<i>Terebratulina spec.</i>								
Fam. Terebratellidae.								
<i>Waldheimia spec.</i>	467/69							

¹⁾ Diffère du *N. unicolor* par la longueur inférieure du spira par rapport à la longueur de la dernière circonvolution et par le manque de lignes fines à la suture.

²⁾ Moins de cercles concentriques et plus lamelleuse que *Dosinia histrio* GMEL.

II. PÉTROGRAPHIE ET PÉTROLOGIE.

a. ROCHES ÉRUPTIVES.

Les roches décrites se trouvent dans la série de Sonnebait au nord et au sud du bassin.

B. 85. *Roches vésiculaires ou amygdaloïdes-spilitiques. A l'est du village Kaoeting, au nord du bassin.*

A l'oeil nu la roche est composée d'une matière compacte aphanitique, de couleur gris noir, plus ou moins altérée, pleine de petites amandes mieux conservées, saillant hors de la roche.

Au microscope la roche apparaît composée d'une foule de menues lamelles de feldspath, et de petites pseudomorphoses d'olivine, qui se trouvent au milieu d'une base probablement vitreuse.

On observe quelques phénocristaux plus gros de feldspath. De petites lamelles de feldspath sont orientées indifféremment. La roche contient assez de petites amandes, remplies de chlorite et de calcite. La transformation du feldspath en calcite et en chlorite se trouve généralement en haut degré. Les indices de réfraction des feldspaths sont moins élevés que ceux du baume de Canada (ceux-ci varient de 1.53 à 1.54). Quelques coupes perpendiculaires à la bissectrice positive ont pu être déterminées comme de l'albite. Parfois on observe de jolies pseudomorphoses d'olivine, en matière chloritique et serpentinique.

B. 184. *Basalte altérée. N. Fatoe à l'est de Niki-Niki, au sud du bassin.*

Les roches d'une couleur vert gris foncé à grain fin se montrent au microscope composées de phénocristaux de feldspath, d'augite et d'olivine dans une pâte de petits cristaux de feldspath et d'augite.

L'indice de réfraction des feldspaths est plus haut que celui du baume de Canada. Plusieurs phénocristaux sont maclés selon les lois de l'albite et de Karlsbad et ont été déterminés comme de la bytownite. Comme principaux produits de l'altération des feldspaths on peut nommer l'analcime, la calcite et la chlorite. Les phénocristaux d'augite montrent des fissures typiques de pyroxène frais, les individus d'olivine par contre ont été

transformés complètement en calcite. D'ailleurs il y a des produits de l'altération de l'olivine, bruns jusqu'à jaune brun, qu'on ne peut déterminer avec certitude et qui pourraient être de l'iddingsite ou de l'oxyde de fer. La pâte se compose surtout de menues lamelles de labradorite, et de cristaux d'augite et de minerai de fer. L'augite montre des agrégats en forme de squelette, souvent un peu radiaux ou penniformes, du même type que celui que DE ROEVER (22) a décrit dans les basaltes, les spilites et les augitites-spilitiques du territoire SO du Moëtis.

Restent encore à nommer de petites amandes remplies de calcite, qu'on trouve en quantités peu considérables.

B. 185. *Basalte à olivine vésiculaire. Rive droite du N. Fatoe, à l'est de Niki-Niki, au sud du bassin.*

Ce sont des roches compactes grises à grain fin, à nombre d'amandes, pour la plupart remplies de carbonate et parfois très grandes ou allongées, d'une longueur de jusqu'à 6 cm.

Au microscope il apparaît que ces roches se composent de phénocristaux d'olivine complètement altérés, de feldspath et de minerai de fer, se trouvant dans une pâte composée de feldspath, de minerai de fer et de produits d'altération.

Les individus d'olivine possèdent la forme typique de ce minéral et sont transformés en iddingsite rouge brun, serpentine et carbonate.

Les cristaux de feldspath sont presque entièrement transformés en chlorite et en carbonate; cependant des bordures étroites de la matière feldspathique ont souvent été conservés. Dans ce cas on remarque des zones basiques à bordure acide. Parce que les indices de réfraction des feldspaths sont plus élevés que ceux du baume de Canada, la plagioclase est basique à intermédiaire. Les cristaux opaques doivent être considérés comme de la magnétite. Souvent ils ont été partiellement transformés en leucoxène. Dans la pâte on trouve outre le plagioclase et la magnétite aussi des pseudomorphoses d'olivine. Les cavités remplies de carbonate montrent souvent une structure concentrique ou radiale.

B. 187^x. *Gabbro analcitisé et zéolitisé. Rive droite du N. Fatoe, à l'est de Niki-Niki, au sud du bassin.*

Ces roches sont fort altérées. Les minéraux foncés y figurent en plus grande quantité et on les aperçoit nettement à l'oeil nu.

Dans la coupe mince de la roche on voit l'augite en grands cristaux, et des amphiboles vertes à brunes, en cristaux plus petits, parfois paral-

lèlement soudés à l'augite. On distingue aussi par endroits des restes de feldspath basique.

Le reste de la roche est composé presque entièrement d'analcime et de zéolites, lesquelles se sont formés au détriment du feldspath. Les feldspaths montrent une structure zonaire et se composent de bytownite et de labradorite. L'analcime montre les lamelles anormales typiques. Entre les zéolites, qui se présentent en agrégats d'un grain soit plus gros soit plus fin, on reconnaît la natrolite.

Accessoirement il y a dans les roches du sphène et de la pyrite.

B. 275×. *Diabase à albite. N. Moeti, au sud du village Noil Toko, au nord du bassin.*

Dans ces roches à grain moyen on reconnaît nettement à l'oeil nu de petites lamelles de feldspath vert-blancs entre des éléments foncés indéfinissables. Au microscope la roche montre une foule de lamelles de feldspath assez grandes, bien idiomorphes, entre lesquelles les autres éléments se trouvent encaissés. Ce sont surtout de la chlorite, de l'amphibole brune et verte et du quartz. D'autres éléments qu'on peut mentionner sont le sphène, le minerai de fer, l'apatite et des minéraux de la groupe de l'épidote. Les feldspaths sont maclés polysynthétiquement et ils apparaissent très troubles par suite de la présence de minéraux d'altération, entre lesquels il y a parfois des cristaux plus grands de la groupe de l'épidote.

Souvent on remarque aux rebords des cristaux de feldspath une zone étroite ou même très étroite de feldspath clair, qui montre une structure zonaire à noyau basique et à bordure acide. Le feldspath trouble et aussi une portion du feldspath clair ont été déterminés comme de l'albite. Probablement nous avons ici des plagioclases d'abord fort zonaires à bordures très acides, altérés, avec des zones très étroites aux bords des cristaux, entièrement en albite trouble. Le feldspath clair aux bords des cristaux doit être considéré comme un élément primaire de la roche.

L'amphibole est représentée surtout par des variétés vertes; l'amphibole brune se trouve en quantité peu considérable. La chlorite est représentée par la pennine. L'apatite, en jolis prismes hexagonaux et idiomorphes, se trouve abondamment dans la roche.

B. 275a—d. *Quartz-albitite, au nord de Penkasse. N. Moeti, au nord du bassin.*

Dans ces roches vert-blanc de grain moyen on reconnaît distinctement à l'œil nu le feldspath et le quartz. Les feldspaths blancs se

distinguent des cristaux de quartz par leur couleur et leur clivage. Au microscope la roche se montre composée principalement de cristaux de quartz et de feldspath. Les feldspaths, qui ont des indices de réfraction moins élevés que celui du baume, se trouvent maclés selon les lois d'albite, de Karlsbad et de péricline et ont été déterminés comme de l'albite. Le plagioclase a été altéré jusqu'à un certain degré en mica incolore.

Des structures granophyriques du quartz et de l'albite sont bien développées dans cette roche. Le quartz se trouve aussi partiellement dans les espaces entre les cristaux d'albite, comme minéral isolé. Dans les structures granophyriques on trouve de petits fragments de feldspath isolé dans le quartz et de petits fragments de quartz dans les individus de feldspath. Cependant les deux fragments d'un des deux minéraux s'éteignent dans la même position. Les particules de feldspath séparées par le quartz sont parfois facilement à réunir par l'orientation identique des lamelles d'albite. Ces structures doivent être considérées comme primaires et elles ne se sont pas produites par albitisation postérieure.

L'orthite se trouve en quelques grands cristaux et présente un pléochroïsme typique (n_{β} brun, n_{γ} vert brun). Parfois les cristaux sont maclés selon 100. Les bords des cristaux sont formés par le clinozoïsité. De menues quantités d'épidotes, de chlorite et encore moins de biotite, de mica incolore, de zircon et de minéral de fer se trouvent dans la roche.

b. PÉTROLOGIE DES SÉDIMENTS DU BASSIN.

1. INTRODUCTION.

Il est important d'éclaircir l'origine des roches du bassin central, leur analogie ou leurs différences mutuelles par la méthode de la pétrographie des sédiments.

Le chemin direct qui nous mène globalement vers ce but, est montré par l'analyse des fractions lourdes. Selon EDELMAN (10) et BAAK (1) la composition changeante des fractions lourdes fait reconnaître nettement les différences entre les sédiments et nous permet aussi de définir plus exactement leurs lieux d'origine.

Ici la notion de „*province sedimento-pétrographique*” est de première importance, ce qui veut dire „L'ensemble des sédiments qui forment une unité naturelle selon leur distribution, leur origine et leur âge”. La distribution et l'âge se rapportent au lieu des associations minérales dans l'espace et dans le temps. La distribution indique plutôt une limitation

horizontale, l'âge une limitation verticale de l'association. Chaque province sédimento-péetrographique possède ainsi son domaine propre d'alimentation, une distribution propre géographique, géologique et stratigraphique. La relation mutuelle des minéraux dans une province est cependant rarement constante. EDELMAN appelle ces oscillations des variations accidentelles, causées par des circonstances locales. Par contre il est question de variations normales, quand une association nouvelle de minéraux vient se déposer sur l'association ancienne, séparée de celle-ci par une zone intermédiaire. Dans ce cas le caractère de la matière additionnelle a changé. Des variations anormales se trouvent surtout à l'interférence de deux ou plusieurs de provinces. Elles caractérisent des zones frontières et malgré les relations chaotiques de leurs minéraux elles fournissent souvent au pétrologue des données claires sur l'alimentation du temps de la sédimentation.

Pour faire des préparations nous avons tamisé les matériaux des roches (en moyenne 300 gr des argiles et des marnes argileuses et 30 gr de sables) jusqu'à une dimension granulaire de moins de 0.5 mm. Tout d'abord on a enlevé les impuretés par le rinçage à l'eau, puis le sédiment a été chauffé à HCl sur un bain de sable. Outre le calcaire aussi l'apatite éventuellement présent a été écarté éloigné par HCl. Ensuite le matériel a été de nouveau rincé et chauffé à HNO₃. Un rinçage réitéré produit une solution neutre, qui a été séchée après quoi on a divisé le sédiment en fractions légères et lourdes au moyen de bromoforme d'un poids spécifique de 2.907. La fraction à un poids spécifique au-dessous de 2.907 a été lavée à l'alcool et séchée. Celle-ci n'a pas été examinée en détail.

La fraction à un poids spécifique au-dessus de 2.907 a été fixée dans une préparation de baume du Canada et ensuite comptée au microscope. Nous avons pratiqué la numération des grains selon la méthode linéaire, à l'aide d'une table croisée. Ainsi nous avons compté le nombre des grains qui au déplacement de la table passe le centre des fils croisés en bandes d'une largeur de 0.5 mm.

De cette manière nous avons compté dans les préparations cent grains, après quoi les grains opaques ne sont plus comptés, tandis qu'on poursuit l'opération jusqu'à ce qu'un total de cent grains transparents ait été compté.

Par cette méthode on parvient à trouver sans calculs subséquents la quantité de grains d'un certain minéral sur cent grains transparents.

Les résultats ont été réunis en tableaux de deux manières; d'abord en ordre numérique, pour faciliter la recherche des résultats d'un certain échantillon, et ensuite en ordre stratigraphique, ainsi que chaque table

représente un profil dans le terrain. La deuxième manière de réunir les résultats est celle décrite par CROMMELIN (9).

Les numéros d'ordre sont les mêmes que ceux de la carte.

2. EXAMEN DES SÉDIMENTS.

Par rapport à ce qui précède la première question qui se pose est la suivante: quelle province ou quelles provinces pourraient se trouver selon toute probabilité en sens sédimento-pétrologique dans la partie examinée du bassin? La réponse à cette question est étroitement liée à la position au-dessus de la mer des terrains au nord et au sud du bassin. Pendant la sédimentation ces terrains furent particulièrement responsables de la sédimentation dans le bassin, les dépôts du bassin s'étendant du SO au NE dans une dépression générale entre deux géanticlinaux mouvants.

L'examen de cette question est facilité par le fait que les terrains resp. au nord et au sud du bassin sont bien différents au point de vue géologique, géomorphologique et surtout pétrographique.

De la zone *septentrionale* nous savons par divers auteurs qu'on y trouve surtout des schistes cristallins, des dépôts permians du faciès calcaire à crinoïdes, des tufs permians, des roches triasiques de la série de Keknenno, composées de grès à mica, de calcaires et de marnes, ensuite les roches triasiques de la série de Sonnebait, contenant surtout des calcaires, des radiolarites et des roches éruptives basiques et finalement des roches calcaires du complexe Fatoe et des roches du mésozoïque supérieure des séries de Sonnebait et de Palelo. Ces dernières contiennent surtout des calcaires, des conglomérats, des radiolarites, des brèches et des tufs volcaniques. Séparé du mésozoïque l'ancien tertiaire est caractérisé par des calcaires à alvéolines et à nummulites et dans les séries supérieures par des calcaires coralliens, des marnes à globigérines et des sables.

De tous les types de roches énumérés ci-dessus nous ne retrouvons dans la zone *méridionale* au sud-est de Niki-Niki que les roches permianes, mésozoïques et éocènes de la série d'Ofoe, composées de calcaires et de marnes mésozoïques rouges et tachetés.

Au niveau de Soë cette série d'Ofoe touche aux sédiments du bassin et elle s'étend vers le sud-est jusqu'à la mer de Timor près de Kolbano, s'élevant près de Buniemtunan à une hauteur de 1124 m.

La présence abondante de calcaires et de marnes aussi bien dans la zone septentrionale, que dans la zone méridionale a peu d'importance comme fournisseur des minéraux de la fraction lourde.

a. La région septentrionale.

Les roches sédimentaires.

Des sédiments cités plus haut nous ne traiterons ici que ceux qui pourraient avoir livré des minéraux de fraction lourde dans les sédiments du bassin.

Des sédiments autour du territoire du Moetis seulement les grès gris à mica de la série de Kekneno pourraient avoir livré en mesure considérable les minéraux lourds. Il apparaît que ceux-ci contiennent principalement un pourcentage de zircon et à côté de ça de la tourmaline, du grenat et du rutile. TAPPENBECK (27) et SIMONS (25) ont décrit des associations identiques pour les grès calcaires triasiques de la série de Kekneno. On ne retrouve pas une telle association dans la fraction lourde des sédiments du bassin et de même les minéraux individuels se trouvent rarement, excepté du grenat, à pourcentage considérable. Cela s'applique aussi aux échantillons R. 61^x et R. 29 lesquels contiennent un pourcentage excessivement élevé de brookite.

Les grès bruns de la série de Sonnebait appartenant au triasque et fort semblables aux grès de flysch de la série de Kekneno se rencontrent dans le territoire du Mollo et au SO d'Atamboea. On ne les a pas trouvés aux environs du Moetis.

Les résultats des échantillons rincés au sud-ouest d'Atamboea, les nrs. S. 206^x et S. 248^x de SIMONS (25), n'offraient aucun point de vue nouveau par rapport aux roches de la série de Kekneno des environs du Mollo et du Moetis.

Du nombre des sédiments tertiaires VAN VOORTHUYZEN (32) a rincé des marnes éocènes et il a trouvé une association composée principalement d'amphibole bleue, de minéraux du groupe d'épidote et d'un peu de grenat.

Les roches cristallines.

De la région septentrionale les schistes cristallins, les tufs et les roches éruptives permienes et triasiques nous restent comme fournisseurs de matériaux. Abstraction faite provisoirement de toute matière jeune volcanique, qu'en effet on trouve encaissée à l'état pur ou mêlée aux sédiments du bassin, il apparaît que les fractions lourdes prédominantes se caractérisent par des minéraux qu'on peut dériver des schistes cristallins. Elle comprennent le grenat, la hornblende et l'épidote, avec des pourcentages aussi très inégaux mais généralement présents de staurotide, de rutile et de sphène. Ce type d'association nous livre la province sédimento-pétrographique des schistes.

Ici se pose la question quels complexes de schistes pourraient avoir contribué directement à la sédimentation dans la région explorée. On peut conclure que les schistes cristallins du Moetis et du Miomaffo situés directement au nord du bassin exploré, doivent avoir été de première importance à cet égard, tandis qu'il est peu probable que les schistes du Mollo aient fourni du matériel à la sédimentation de la partie du bassin en considération, à cause de la ligne de partage transversale Kapan-Soë, qui a probablement un âge pré-pliocène et qui par conséquent dans ce cas aurait déjà existé lors de la sédimentation. Une indication de cet âge pré-pliocène de la ligne de partage nommé, c'est la mince couche discordante de calcaire corallien y reposant directement sur le fond mésozoïque, tandis que vers l'est l'épaisseur des sédiments jeunes du bassin augmente.

Nous savons par l'examen des schistes cristallins qu'on n'y trouve nulle part de transitions aux roches non métamorphiques. Par là ils représentent des unités géologiques indépendants qui s'étendent de la région du Booi à l'ouest jusqu'au Lakaän à l'est. On ne sait pas jusqu'à quel point ils sont liés mutuellement. C'est une bonne chance pour la pétrologie des sédiments qu'en général la structure pétrographique des roches cristallins est relativement uniforme.

Dans cette catégorie rentrent en premier lieu les schistes cristallins verts. Ils se composent d'amphibolites à épidote, d'amphibolites de plagioclase, contenant en partie du grenat, de schistes à séricite et à glaucophane, de schistes d'actinolite, de schistes à épidote et à chlorite et de quartzites.

A côté de ceux-ci il y a les micaschistes, les gneis et éventuellement les granulites, qui outre le grenat contiennent parfois du disthène et de la staurotide. Si nous voulons considérer le rôle et la distribution des minéraux lourds dans les roches primaires des régions du N. Bidjeli et du N. Sabaoe il apparaît que ces terrains n'ont pas été explorés suffisamment pour en tirer des conclusions importantes.

C'est pourquoi il faut recourir à la comparaison du terrain voisin, contenant la partie du complexe du Moetis, lequel est entrecoupé par ces rivières-ci: c'est-à-dire la région SE du Moetis, explorée par DE ROEVER pendant notre expédition (22).

En étudiant les schistes cristallins de cette région on voit que des types des schistes cristallins mentionné plus haut, d'importance pour la pétrologie des sédiments du bassin, ceux qui contiennent de la glaucophane sont les seuls qui manquent. Dans les schistes cristallins de la région du Moetis les minéraux lourds suivants sont évidemment d'importance pour la

formation de la fraction lourde dans les sédiments détritiques issus de ces roches:

opaque	en grande quantité.
tourmaline	très peu.
zircon	peu.
grenat	en grande quantité.
rutile	passablement.
sphène	en grande quantité.
staurotide	très peu.
disthène	très peu.
groupe de l'épidote	en grande quantité.
piedmontite	très peu.
hornblende vert-claire	en grande quantité.

La liste ci-dessus repose sur relativement peu de données; nous pouvons encore examiner quelles recherches dans d'autres parties de Timor pourraient avoir une certaine importance pour la composition de la fraction lourde des minéraux de schistes cristallins de genre de ceux du Moetis. Cet examen montre, qu'outre les minéraux susdits, on peut mentionner de plus les minéraux suivants, tous excessivement rares:

andalousite (32).
 ? sillimanite (27).
 amphibole alcaline (25).
 spinelle (27)

Des recherches de TAPPENBECK dans la région du Mollo il s'ensuit que le disthène et la staurotide pourraient se trouver un peu plus fréquemment qu'on l'a dit plus haut. Les schistes cristallins du Miomaffo à l'est des montagnes du Moetis se composent surtout de roches métamorphiques de l'épi-zone.

L'épidote et l'amphibole en sont les principaux éléments.

Les roches éruptives.

Les roches éruptives des montagnes du Moetis ont été nommées par divers auteurs. Ce sont les mêmes types que DE ROEVER (22) a décrits en détail de la partie SO de cette région. Elles appartiennent e.a. aux lherzolithes, aux peridotites, aux serpentines, aux roches gabbroïdes, aux basaltes, aux dolérites, aux andésites, aux kératophyres, aux spilites, aux augitites-spilitiques, aux poeneites, aux roches albitiques, aux trachytes alcalins.

Ces roches ont pu fournir les minéraux suivants:

opaque	en grande quantité.
sphène	un peu.
groupe d'épidote	un peu.
hornblende	passablement.
augite	en grande quantité.
pyrox.-rhomb.	un peu.
pyrox.-alcalin	très peu.
hornblende alcaline	très peu.
spinelles	passablement.

En comparant l'origine théorique de la composition possible de la fraction lourde, qui peut se produire par l'érosion des montagnes du Moetis et ses environs, avec les valeurs réelles trouvées dans les sédiments du bassin, il se trouve qu'il n'y a ni pyroxènes alcalins, ni amphiboles alcalines et piedmontite, qui sont aussi très peu connus dans la région du Moetis. Le pourcentage relativement bas du sphène dans les sédiments du bassin est remarquable. Il se pourrait qu'on ait à faire à un procès diagénétique, comparable à celle décrite par EDELMAN et DOEGLAS (14) pour des sphènes détritiques du pliocène de Californie. Dans la région septentrionale, nous n'avons pas encore pris en considération les roches d'origine volcaniques tertiaires et plus récentes qui ont été éventuellement fournisseurs de matière détritique pour le bassin central. Il en résulte qu'ils nous mènent à introduire une seconde province sédimento-pétrographique, que nous voulons désigner sous le nom de province des tufs. Des roches purement volcaniques on y trouve des types depuis la rhyolite jusqu'à l'andésite quartzifère et des andésites plus basiques. Entre ces dernières il faut relever spécialement les andésites à augite et à hypersthène. Hors les minéraux opaques, l'hypersthène et l'augite cependant ne sont présents qu'en petite quantité, de sorte qu'il est peu probable qu'elles aient joué un rôle considérable pour la solution du problème de la provenance des sédiments du bassin. Ce n'est pas le cas pour les tufs sablonneux à ciment calcaire et les transitions de ces roches aux marnes à globigérines et aux calcaires marneux. SIMONS (25) en a fait mention entre autres dans les environs de Lesebot et de Halimaneëk et leur assigne un âge néo-miocène ou pliocène.

On rencontre des dépôts pareils dans le fossé de N. Toko et à l'ouest de Kefamenanoe et à Oi-Oloh, bien que les tufs marneux de ces deux dernières localités pussent être plus récents que le miocène supérieur.

Car les échantillons examinés par SIMONS (S. 131—S. 137) prouvent que la fraction lourde se compose principalement de hornblende, d'augite et d'hypersthène. L'absence des minéraux métamorphiques, de la tourmaline et la composition simple de ces fractions indiquent une origine volcanique de ces roches. Hors des rebords les plus proches du bassin central on connaît des dépôts identiques, desquels des restes isolés ont été décrits comme dépôts plio-pléistocènes à la page 11. Ces dépôts se trouvent aussi bien au nord qu'au sud du bassin et en vue de l'érosion facile de ces sédiments il faut en tenir compte comme matériel de sédimentation du bassin.

On pourra donc s'attendre à trouver soudainement des minéraux de cette province parmi les associations de minéraux des schistes cristallins.

Dans le bassin central on rencontre plusieurs fois la même association de tufs, par exemple les échantillons B. 60, B. 24 $\times$, B. 101 $\times$ etc. On trouve ces dépôts comme bancs minces en parfaite concordance avec les autres dépôts. Nous avons déjà cité l'opinion que des tufs marins auraient été déposés au temps de la sédimentation du matériel provenant des schistes cristallins. Par suite de la stratification extrêmement fine de ces sédiments il n'a pas été possible de séparer les sédiments riches en matières tuffogènes de ceux qui sont pauvres en préparations mixtes.

b. La région méridionale.

Dans la région au sud du bassin central se trouvent aussi des sédiments tuffogènes sous la couche supérieure plio-pléistocène de corail. Nous ne connaissons pas l'étendue de ces dépôts.

Il se peut qu'ils ont exercé une influence sur les sédiments plus jeunes du bassin. La présence des sédiments mésozoïques et nummulitiques dans la région au sud du bassin central a été mentionnée déjà à la page 9. Les roches de la série de Sonnebait dans la région septentrionale sont identiques à celles de la région méridionale et avec leurs minéraux zircon, tourmaline et grenat elles ne fournissent aucun point de vue nouveau pour les sédiments du bassin central.

Les schistes cristallins font complètement défaut dans la région méridionale. Par contre on trouve jusqu'à l'extrême sud du bassin des fractions lourdes provenant de minéraux métamorphiques, ce qui met particulièrement en évidence le fait que la sédimentation du bassin doit avoir eu lieu en grande partie à l'aide de l'érosion de la région septentrionale.

Il est fort difficile de calculer exactement le rôle des sédiments provenant de la région méridionale en vue du pourcentage minime en

fractions lourdes des roches, presque exclusivement sédimentaires, de cette région.

3. GRAPHIQUES ET TABLES.

En analysant d'un point de vue sédimento-pétrographique la classification stratigraphique en zones que nous avons dressées pour les sédiments du bassin (voir page 14) d'après les graphiques et les tables, nous verrons qu'en général cette classification se trouve confirmée, non pas par des associations nouvelles de minéraux, mais par des changements dans les quantités relatives des minéraux des schistes cristallins.

Les minéraux de la province des tufs n'influencent pas cette classification, ils ne caractérisent pas non plus une certaine zone. Dans les graphiques, qui ne donnent que les quantités relatives des minéraux provenant des schistes cristallins, les minéraux de l'association de tufs purs s'expriment immédiatement, non par les minéraux eux-mêmes, mais par une constriction des lignes. Le début des associations mixtes de minéraux provenant de tufs et de schistes cristallins ne se voit pas sur les graphiques, mais peut exclusivement être étudié par la lecture des tables. Comme on l'a déjà mentionné il n'a pas été possible de séparer les sédiments riches en matières tuffogènes de ceux qui sont pauvres en ces matières à cause de l'épaisseur restreinte des bancs contenant ces matières.

Le début d'une couche purement tuffogène se traduit dans les tables quelquefois par une augmentation ou une diminution graduelle des minéraux caractéristiques pour les tufs. Il est évident que dans ces cas une partie de la matière volcanique peut avoir été déposée directement dans la mer.

Quand le pourcentage de matériel tuffogène est d'une importance bien restreinte, on pourrait supposer que le matériel volcanique a été fourni par la dénudation de sédiments volcaniques déjà déposés antérieurement hors du bassin et non par des éruptions volcaniques contemporaines à la sédimentation du bassin.

ZONE I.

Dans la partie septentrionale de cette zone l'association d'hornblende-épidote-grenat (de la province des schistes) est déjà nettement développée.

Dans le N. Sabaoe le pourcentage d'épidote varie de 15 % à 30 % et le pourcentage de grenat baisse à mesure que le pourcentage d'hornblende augmente.

Dans la table on rencontre presque toujours des minéraux de l'association tuffogène (par exemple comme cas extrême dans les échantillons B. 23 et B. 24^x). Dans le graphique la variation s'exprime par une constriction de lignes prouvant la sédimentation directement de cendres volcaniques.

Dans la table nous trouvons sous le nr. B. 21^x un pourcentage anormalement élevé de zircon. Quoique l'association zircon-épidote-hornblende pût être considérée comme une association nouvelle, elle n'a pas d'importance, étant très rare. On pourrait expliquer la présence du haut pourcentage de zircon, cité plus haut, en admettant la provenance de roches de la série de Sonnebait, en quel cas cependant il y aurait aussi lieu à s'attendre à un haut pourcentage de tourmaline, minéral très abondant dans la fraction lourde des roches de Sonnebait.

Un petit nombre d'échantillons du N. Bidjeli contient l'association tuffogène.

Dans la partie méridionale du bassin la zone I ne contient presque aucune fraction lourde, ce qui indique qu'au temps de la déposition des calcaires à globigérines dans cette partie du bassin l'alimentation unilatérale de minéraux lourds n'était qu'à peine sensible.

ZONE II.

Dans cette zone nous ne retrouvons pas l'association tuffogène dans la région septentrionale du bassin. Au temps de la sédimentation de cette zone des éruptions ont fait défaut.

En général le pourcentage d'hornblende est un peu plus élevé que dans la zone précédente et il présente un image plus égal, en oscillant de 40 % à 60 %.

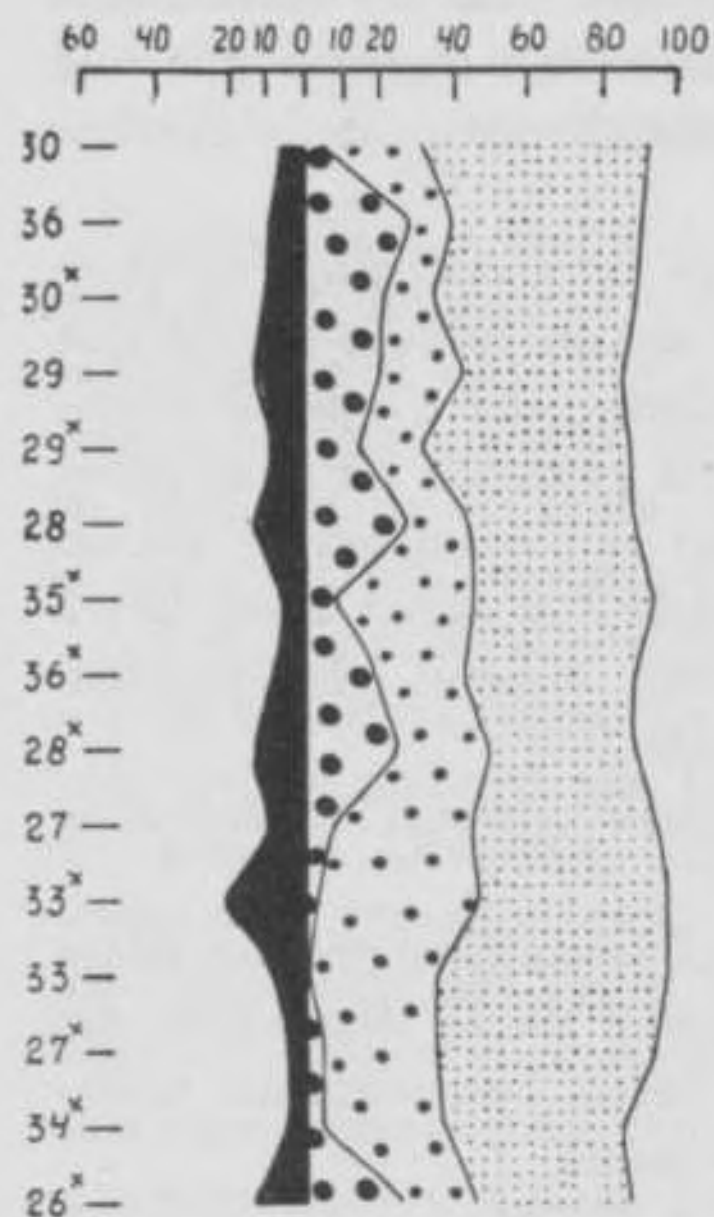
Dans les graphiques les échantillons B. 34^x jusqu'à B. 27 montrent qu'à mesure que la teneur en hornblende augmente, le pourcentage du grenat baisse.

Pour les échantillons B. 27 jusqu'à B. 30 ceci est moins apparent, tandis que dans ces roches la teneur en grenat augmente, le pourcentage d'épidote baisse. Un nouveau minéral débute dans l'association hornblende-épidote-grenat: la staurotide et c'est à la présence de ce minéral qu'il faut attribuer le baissement d'épidote. Le grenat et la staurotide y exercent une action réciproque respectivement sur les pourcentages d'hornblende et épidote.

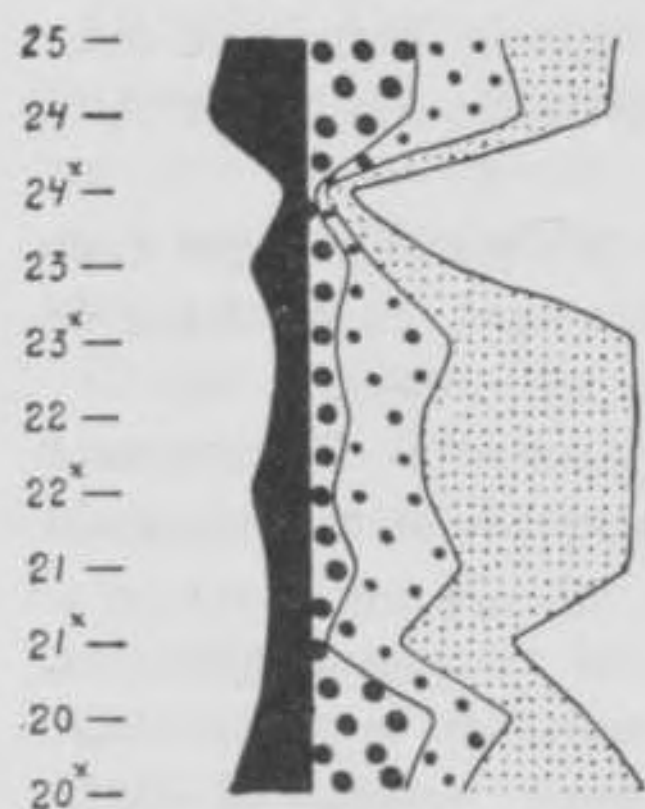
Au sud du bassin dans le N. Méokone on rencontre des conditions analogues.

Noil Sabaoe

Zone II

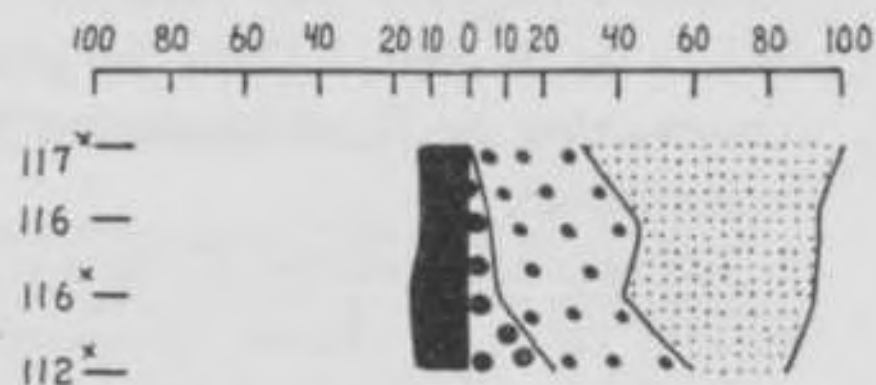


Zone I

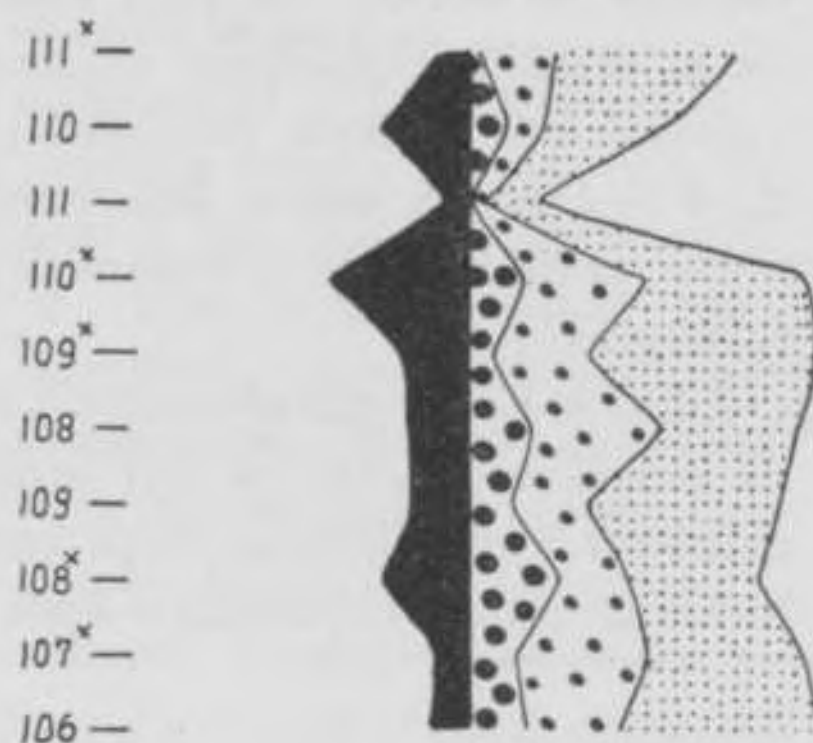


Noil Bidjeli

Zone IV



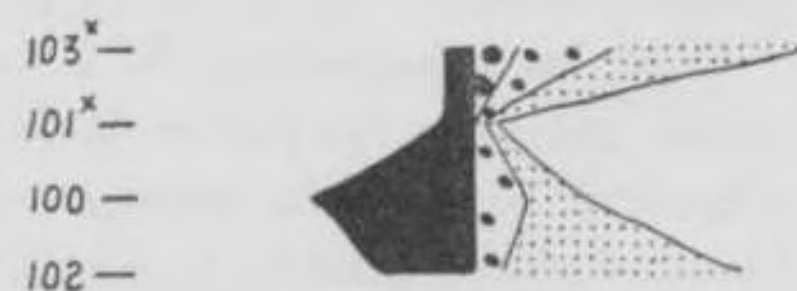
Zone III



Zone II



Zone I



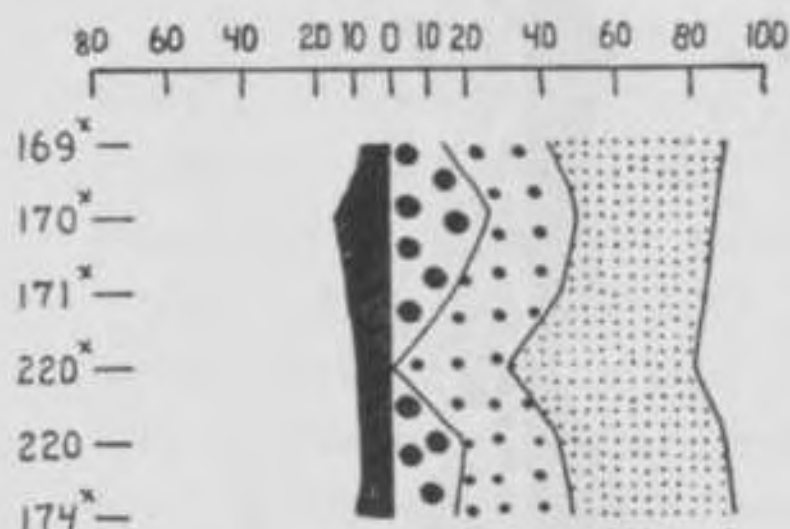
■ opaque □ grenat □ épidote □ amphibole

Graphique des analyses, d'échantillons du Noil Sabaoe (Zone I—II) et du Noil Bidjeli (Zone I—IV).

Pour tous ces graphiques: Le pourcentage de l'opaque donne le pourcentage sur cent grains arbitraires comptés; le pourcentage des minéraux transparents donne le pourcentage sur cent grains transparents comptés.



Noil Meokone Zone II



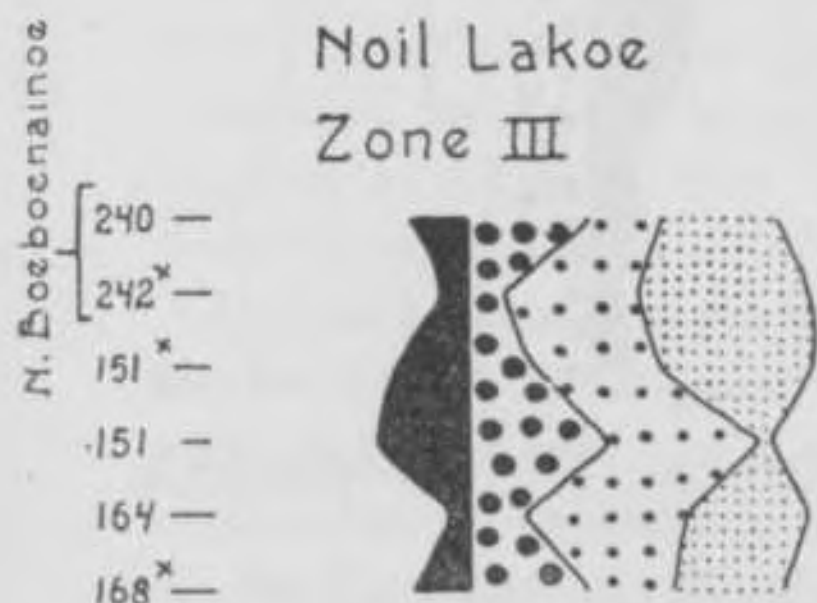
Noil Aintainoe Zone III



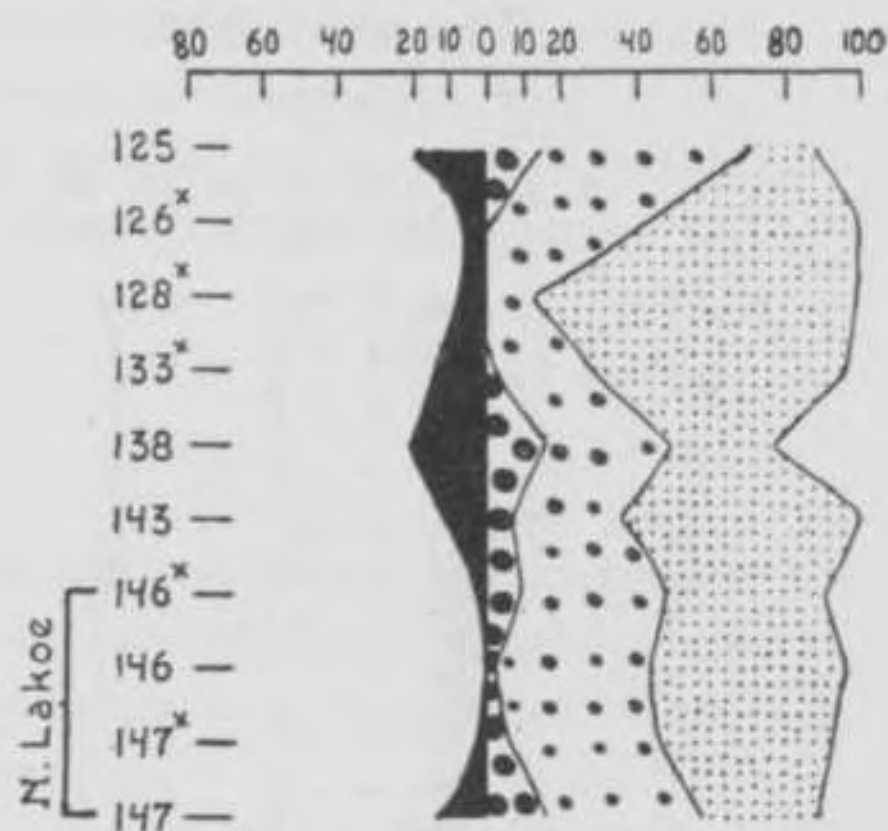
Noil Fatoe Zone III



Noil Lakoe Zone III



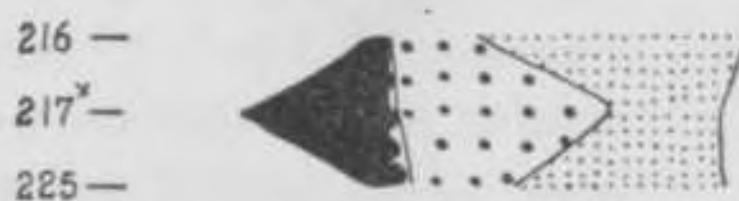
Noil Benain Zone IV



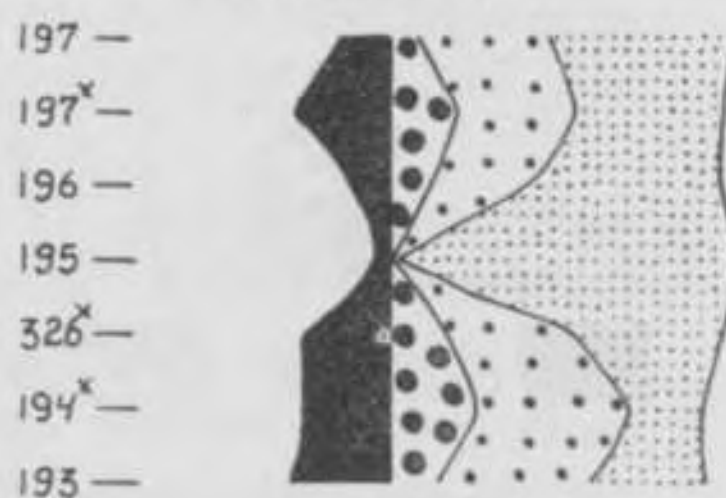
Noil Boenoe Zone II



Noil Boenoe Zone III

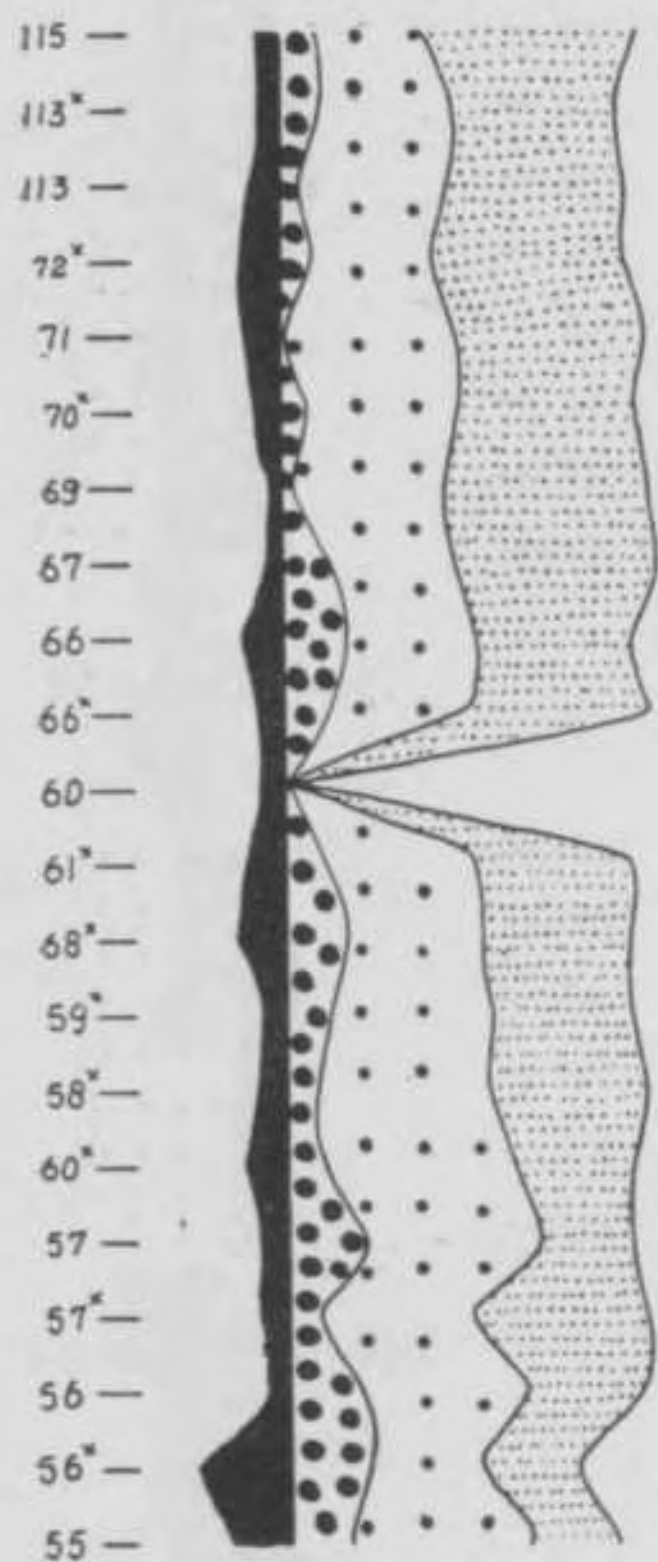
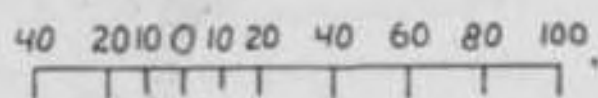


chemin Niki-Niki Kefamenanoe Zone III

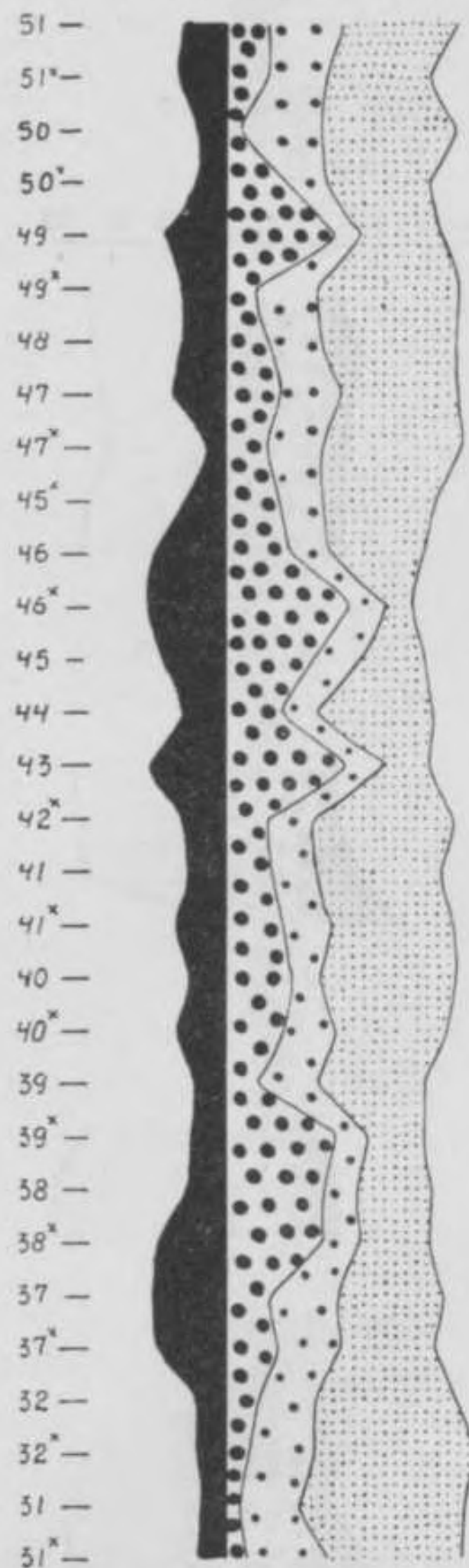
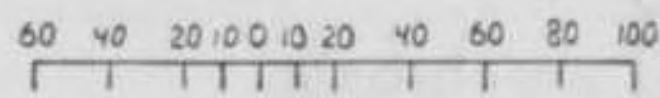


Graphique des analyses d'échantillons du Noil Meokone (Zone II), du Noil Aintainoe (Zone III), du Noil Fatoe (Zone III), du Noil Lakoe (Zone III), du Noil Benain (Zone IV), du Noil Boenoe (Zone II—III), en du chemin Niki-Niki—Kefamenanoe.

Noil Sabaoe
Zone IV



Noil Sabaoe
Zone III



Zone III



■ opaque □●● grenat □●●● épidote □●●●● amphibole

Graphique des analyses d'échantillons du Noil Sabaoe (Zone III—Zone IV).

Dans le N. Boenoe au contraire il se trouve que cette zone possède une association épidote-hornblende. Le grenat ne joue aucun rôle. Il est remplacé par l'augite et quelquefois par du sphène. On reconnaît l'influence des basaltes et des tufs dans le terrain d'érosion fournissant les matériaux de remplissage du bassin.

ZONE III.

Dans le N. Sabaoe la zone se caractérise par une teneur considérablement plus élevée en grenat, de même que le nombre des grains opaques augmente. Parfois les oscillations sont très fortes et il faut les attribuer aux variations fortuites pendant la sédimentation.

Ainsi que dans la zone précédente la staurotide et quelquefois le sphène se font voir de plus en plus. Tous deux influencent le pourcentage d'épidote, qui est moins élevé et se trouve à la hauteur d'environ 20 %. Par endroits le zircon se fait valoir et par sa conduite il se range du côté du grenat. Dans le N. Bidjeli l'hypersthène et l'augite se trouvent comme variation dans l'association.

Au sud du bassin dans les graphiques du N. Aintainoe, du N. Lakoe et de la route Niki-Niki-Kefamenanoe le grenat reste toujours un élément intégrant de l'association. Dans le N. Aintainoe le pourcentage d'épidote est plus élevé, en moyenne de 35 %, ce qui résulte de l'absence ou la presque absence de la staurotide.

Comme dans le N. Bidjeli on rencontre dans l'échantillon B. 203^x l'association tuffogène.

Une demi-douzaine d'échantillons du N. Lakoe de la province des schistes montrent les mêmes variations fortuites, que nous avons déjà reconnues dans les échantillons de cette zone provenant du N. Sabaoe. Une teneur variable en grenat se voit au détriment de l'amphibole. Sauf dans les échantillons B. 168^x, B. 240, le pourcentage d'épidote est plus élevé que dans le N. Sabaoe. D'autres fois les tables font voir qu'ici une teneur croissante en épidote coïncide avec une teneur diminuante en staurotide, tandis que la relation déjà constatée du grenat-staurotide reste toujours en vigueur. Par conséquent il est possible que l'épidote aille dominer l'amphibole.

Les observations à propos du graphique de la route Niki-Niki-Kefamenanoe sont analogues. Dans l'échantillon nr. B. 195 l'association tuffogène se montre, qui outre d'un peu d'hypersthène se compose presque entièrement d'hornblende basaltique. Du petit nombre d'échantillons du N. Boenoe et du N. Fatoe il apparaît que l'association est formée

d'hornblende et d'épidote. La hornblende est le minéral le plus important, la staurotide ni le grenat ne jouent aucun rôle.

ZONE IV.

Dans cette zone on trouve qu'en bien des cas le pourcentage d'épidote est supérieur au pourcentage d'hornblende. Cela se voit clairement dans le N. Sabaoe. La teneur en grenat est moins variable que dans la zone III et elle s'élève jusqu'à 20 % environ. En général ce pourcentage relativement bas de grenat n'est pas compensé par une teneur élevée en hornblende.

Contrairement aux zones déjà traitées le grenat et la staurotide et parfois le sphène se trouvent ensemble au détriment de la hornblende.

Dans l'échantillon nr. B. 60 on rencontre une association tuffogène pure. Dans le N. Bidjeli il se voit aussi, sauf dans l'échantillon nr. B. 112^x que le pourcentage de grenat est peu élevé.

Dans le N. Benain les mêmes rapports se font valoir. Dans ce dernier graphique aussi il est évident que la teneur en grenat a reculé dans cette zone.

Le nr. B. 128^x constitue une variation accidentelle à nombre élevé d'hornblende. Dans ces dépôts très récents du bassin l'épidote et l'amphibole se trouvent surtout en agrégats. Les deux minéraux s'y montrent altérés davantage que dans les autres zones.

En ce qui concerne les minéraux lourds les échantillons B. 14, B. 75, incorporés dans les tables étant originaires de la série de Sonnebait adjacente au nord présentent tout à fait l'image de l'association de Sonnebait. Egalement les roches B. 144^x et B. 145^x trouvées dans le bassin correspondent à celle-là, quoique à des pourcentages très variables.

Ici il faut remarquer que l'échantillon B. 14 montre une forte analogie avec la roche S. 253 rincée par SIMONS de la série de Kekkeno, tandis que l'échantillon B. 75 correspond aux échantillons S. 206^x et R. 64.

La roche B. 144^x correspond plus ou moins au S. 248^x (lit. 25) et B. 145^x au S. 206^x.

Les échantillons nr. B. 183^x du N. Fatoe au sud du bassin et nr. B. 226 du N. Boenoe ont, dans leurs associations une extrême affinité avec les échantillons de la série de Sonnebait. Ils en diffèrent cependant notamment par leur pourcentage peu élevé en grenat. Une place spéciale est occupée par l'échantillon nr. B. 327. Cette roche, affleurant dans la zone marginale du bassin, près de Niki-Niki possède un pourcentage très considérable d'andalousite à côté de la tourmaline et du grenat. Il

est évident qu'il est question d'une association tout à fait nouvelle, dont l'origine n'est pas claire. Dans les roches de Timor, seulement VAN VOORTHUYZEN (32) a mentionné de l'andalousite dans un mica-schiste près de Nefoneoe. En minéraux lourds ces roches contiennent de l'andalousite, de la tourmaline, du zircon, et des minéraux opaques. Nous nous limitons à indiquer que cette association correspond parfaitement aux minéraux trouvés dans l'échantillon B. 327.

4. DESCRIPTION DES MINÉRAUX DE LA FRACTION LOURDE.

Il est évident que les minéraux dissous lors du traitement préalable des échantillons avec des acides ne figurent pas sur la liste des minéraux à discuter. Un nombre restreint d'échantillons ayant été traité à l'acide sulphurique, de la barytine se montre souvent dans la fraction lourde; les caractères optiques (relief faible à l'examen sous condensateur intercalé) la rendent facilement reconnaissable. Sans énumérer toutes les qualités optiques des autres minéraux, leur examen donne lieu aux observations suivantes:

O p a q u e: nous réunissons tous les minéraux opaques et noirs dans le groupe de l'opaque. Une subdivision en ilménite, magnétite etc. n'a été pas exécutée à l'instar de Oedman (voir EDELMAN, DOEGLAS (13) et BAAK (1)).

Il n'y a pas de différence appréciable entre le pourcentage des minéraux opaques de la province des schistes et celui de la province des tufs. Par contre les roches de la série de Sonnebait ont un pourcentage de minéraux opaques considérablement plus élevé.

T o u r m a l i n e: dans les sédiments du bassin ce minéral ne s'est rencontré que très rarement, quoiqu'en deux variétés, c'est-à-dire on trouve la variété brun foncé (tourmaline à Mg.) et la variété bleue (tourmaline à Fe et Mn). Dans les roches de la série de Sonnebait par contre la tourmaline est très fréquente, elle constitue un élément de premier ordre dans la fraction lourde et elle ne se trouve que dans la variété brune à pléochroïsme dans les couleurs jaunâtres. Dans tous les cas les cristaux ont des formes prismatiques.

Z i r c o n: se trouve généralement en petite quantité dans la province des schistes; très rarement en quantité plus considérable. On ne saurait guère expliquer la raison de cette exception. Dans la province des tufs

le nombre des minéraux de zircon est petit jusqu'à zéro. Dans la zone transitoire le pourcentage se montre moyen.

Indépendamment de la granulation plus grossière ou plus fine du sédiment on trouve des cristaux plus gros et plus fins entremêlés. En général ce sont de petits prismes incolores à délimitations idiomorphes. Il y a aussi des cristaux roses. Dans la série de Sonnebait la teneur en minéraux est fort variable, mais le minéral zircon reste toujours un élément essentiel de l'association.

Grenat: pour les sédiments du bassin et de la série de Sonnebait le grenat est un des éléments les plus communs, en grande partie on le trouve en variété rose pâle à délimitation anguleuse sans forme cristallographique reconnaissable. Il y a des inclusions de minerai, une seule fois on les rencontre par bandes courbées, ce qui indique un mouvement rotatif du cristal pendant la cristallisation (B. 113). TAPPENBECK a décrit des phénomènes analogues dans les schistes à disthène, grenat et mica. Le grenat incolore est rare; généralement il se trouve en cristaux minuscules.

Rutile: la modification brune et jaune se trouve assez régulièrement, mais toujours en pourcentage restreint. Dans la province du tuf il est tout à fait absent. Les grains purement prismatiques à délimitation pyramidale sont facilement reconnaissables par suite de leur haut relief et de leur haute biréfringence, la couleur originale du minéral restant dominante.

Brookite: se trouve rarement, caractérisée par les couleurs typiques d'interférence et par la forte dispersion.

Sphène: forme de petits grains incolores de forme irrégulière. Les grains sont caractérisés par leur haut relief et la biréfringence et par l'absence d'extinction.

Staurotide: dans la province des schistes on la trouve exclusivement et continuellement en grains plats et irréguliers à délimitation fortuite. Les grains plus gros montrent un pléochroïsme fort de jaune orange vers jaune, les grains plus minces de jaune clair jusqu'à incolore. La biréfringence est faible. A quelques grains on reconnaît la délimitation en zigzag (lit. 12).

Disthène: se trouve rarement et en petits cristaux de couleur gris bleu pâle et à clivage suivant 001, perpendiculaire à l'élongation des grains.

Andalousite: a été trouvé seulement dans un échantillon des roches de Sonnebait (B. 327). On y rencontre des individus tant incolores que roses et préochroïques. Les spécimens non-pléochroïques sont plus difficiles à déterminer, mais on peut les reconnaître à leur faible relief et leur biréfringence modérée, l'extinction droite et l'élongation négative.

Epidote: est un des minéraux les plus importants et il se trouve surtout dans la province des schistes. Dans la province des tufs il représente en général un élément secondaire. L'épidote se trouve aussi dans les roches tuffogènes de la région de Noil Toko (35).

Clino-zoïsité et zoïsité ont été réunis dans une seule groupe avec l'épidote. Une séparation spéciale des membres de cette série isomorphe n'a pas donné de résultats sédimento-pétrographiques importants, tandis qu'une séparation selon les couleurs de biréfringence est fort subjective. Nous réunissons donc comme épidote tous les grains irréguliers vert mousse et plus ou moins anguleux et les grains incolores. On reconnaît l'épidote facilement à sa biréfringence variable typique. Dans les séries plus récentes du bassin cependant on trouve l'épidote surtout associé à l'amphibole. Souvent ils forment des espèces d'agrégats, dans lesquels on peut déterminer les individus par le relief, la couleur et la biréfringence; en les énumérant on choisit selon la composition en faveur d'un des deux minéraux, tandis qu'en proportion égale on les compte tous les deux.

Amphibole: quoique le pourcentage de l'amphibole soit fort variable, il reste toujours avec l'épidote le minéral le plus important dans la province des schistes. Les grains, en forme prismatique montrent un pléochroïsme assez fort (vert clair et vert jaune) un angle d'extinction de 15° et une élongation positive. En même temps il y a la hornblende basaltique à pléochroïsme très faible de brun vert à une nuance plus claire. Ni pour la province des schistes ni pour celle des tufs la hornblende brune se montre caractéristique, parce qu'on la trouve dans tous les deux en un pourcentage très varié. En général la dimension de ces cristaux est considérablement plus grande que celle des hornblendes des schistes. Généralement ce sont des grains prismatiques à angle d'extinction faible, jusqu'à zéro.

Augite: on le trouve dans les deux provinces, mais il est caractéristique pour la province des tufs. Le minéral vert clair se présente le plus

souvent associé à l'hypersthène. Dans les roches purement tuffogènes il est présent en plus petite quantité. Par le grand angle d'extinction, l'absence de pléochroïsme et la biréfringence élevée, le minéral se distingue facilement de la hornblende.

Hypersthène: se trouve exclusivement dans la province des tufs. Il est caractérisé par le pléochroïsme de vert foncé à rose brun, ce qui toujours distingue ces grains de la hornblende et de l'augite.

La plupart des grains en forme prismatique de ce minéral se terminent en zig-zag.

Spinelle: ce minéral se trouve assez régulièrement, particulièrement dans la province des schistes; dans la majorité des cas il s'agit de picotite ou de chromite, lesquels sont souvent difficiles à séparer, parce que la couleur de la picotite varie.

LOCALITÉ	Numéros des roches	Opaque	Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Sphène	Staurotide	Disthène	Andalousite	Épidote	Hornbl. basaltique	Hornblende	Augite	Hypersthène	Spinelle
N. Sabaoe	B 14	44	14	41	37	5		2									1	
grès de la série de Sonnebait																		
N. Sabaoe	B 20×	21		3	26					5			15	1	47	3		
" "	B 20	13		2	34	2				1			19		22	14	5	1
" "	B 21×	10		38	5	2			1	1			19		29		4	1
" "	B 22	10		7	13	1			2	2			28		45	2		
" "	B 22×	14		2	7					1			25		55	9	1	
" "	B 22	9		1	11	1				2			20		57	6		2
" "	B 23×	8		1	8				1	1			31	11	44	2		1
" "	B 23	15		1	11					1			7		19	14	47	
" "	B 24×	5			3								2		6	24	65	
" "	B 24	26	1	3	29					2			29		23	10	2	1
" "	B 25	20		1	30	1			1	7			23	16	15	5		1
" "	B 26×	15		1	25				1	8			20	19	22			4
" "	B 26	32			39	1				10			30	4	12	2		2
" "	B 27×	6			4					5			31		58		1	1
" "	B 27	11		1	6	1			3	1			38		50			
" "	B 28×	16			23	1				11			24	3	36			2
" "	B 28	15			27	2			1	8			16		45		1	
" "	B 29×	10		2	14	1			1	10			17	5	50			
" "	B 29	15		5	20				3	4			22	12	31			3
" "	B 30×	13		2	21			1	2	7			13		54			
" "	B 30	6			4				2	3			28		60	1	2	
" "	B 31×	12		1	8	3			1	4			31		50			2
" "	B 31	10		2	5	4				3			22		63			1
" "	B 32×	13		3	8					2			25		61			1
" "	B 32	13			11	4			3	4			22		54			2
" "	B 33×	24			2					2			44		50			2
" "	B 33	10							1	3			34		62			
" "	B 34×	6			4				2	9			32		48	3		2
" "	B 34	11			9				3	4			36	6	41			1
" "	B 35×	6			7					4			38		48			3
" "	B 35	8		1	17	2			1	11			25		42	1		
" "	B 36×	10			18				1	10	1		24		46			
" "	B 36	11			27	1			2	7			12		51			
" "	B 37×	28		3	20	5			3	8			23		36			2
" "	B 37	29		1	16			1	6	8			26		39			3
" "	B 38×	27		1	36				4	8	1		15		26	4	5	
" "	B 38	16		2	37	2				16			12		29			2
" "	B 39×	15		5	41	2			1	14			12		22	1		2

LOCALITÉ	Numéros des roches	Opaque	Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Sphène	Staurotide	Disthène	Andalousite	Épidote	Hornbl. basaltique	Hornblende	Augite	Hypersthène	Spinelles
N. Sabaoe	B 39	15			12	1			5	10			22		41	2		7
" "	B 40×	20		3	22	1			2	8			19		43	1		1
" "	B 40	15		1	25	2			2	8			10		52			
" "	B 41×	20		1	21	2			4	4	1		19		46			2
" "	B 41	15		2	17			1	1	12	1		17		47			2
" "	B 42×	19		1	16				3	7			17		53			3
" "	B 43	31		2	45	1			2	18			15	1	11	4		1
" "	B 44	18		2	21	3			5	9			13		45			2
" "	B 45×	18		2	20	1				15			16		43		3	
" "	B 45	26			33	4			2	12	1		18		24			6
" "	B 46×	32		5	47	5			6	10			14		9			4
" "	B 46	29		4	24	2			7	8			15		36			4
" "	B 47×	9		3	16				2	2			20		53			4
" "	B 47	23			20	1			1	8			23		45			2
" "	B 48×	27		2	29	1			6	5			29		24			4
" "	B 48	18		3	16				1	8			20		51			1
" "	B 49×	18		3	14	2		1	2	3			19		55			1
" "	B 49	26		2	41				2	12			10		30			3
" "	B 50×	13		6	23	1			2	11			15		40			2
" "	B 50	13			5	1			3	3			32	19	31	3		2
" "	B 51×	20		2	17	1			4	8			21	20	19	2	1	5
" "	B 51	19		1	16				4	7			28		43			1
" "	B 52	21		6	14	3			3	3	1		32		33	1		4
" "	B 53×	17		3	27	3			2	9			23		32			1
" "	B 54×	20		7	16	2			3	4			36	6	24			
" "	B 54	8		6	22	3			1	3			28		36			1
" "	B 55	18		2	17	1			4	2	1		49		22			2
" "	B 56×	26		4	22	4			6	5			30		28			1
" "	B 56	6		6	21	3				4	1		33		32			
" "	B 57×	10		2	9								41		46			2
" "	B 57	9		1	21				2	4			47		25			
" "	B 58×	10			8	1			1	1			46		43			
" "	B 58	3			4				2				44		49			1
" "	B 59×	8			12	1			2	2			43		38			2
" "	B 59	17		3	11	4			4				37		39			2
" "	B 60×	13		1	9	1			1				50		35			3
" "	B 60	8													2	33	65	
" "	B 61×	13		1	10	2			3				40		42		1	1
" "	B 61	2			4	1			1				30		62		2	
" "	B 62×	16		3	16	3			2	4			27		43			2

LOCALITÉ	Numéros des roches	Opaque	Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Sphène	Staurotide	Disthène	Andalousite	Épidote	Hornbl. basaltique	Hornblende	Augite	Hypersthène	Spinelles
N. Sabaoe	B 62	12			10	2			1	3			37		44		1	2
" "	B 63×	13			7					5			35		53			
" "	B 63	8			5	3			3	3			30		55		1	
" "	B 64×	16		2	17				2	4			52		21			2
" "	B 64	10			1	2			2	1			44		49			1
" "	B 65×	12			14					3			37		45			1
" "	B 65	15		1	11	1			1	2			43		41			
" "	B 66×	9		1	12				1				38		48			
" "	B 66	13		1	15	2			2	1			35		43			1
" "	B 67×	6			5				2				31		59			3
" "	B 67	6			11								36		53			
" "	B 68×	15		1	17	2			1	4			36		39			
" "	B 69	7		1	2	1			1				41		54			
" "	B 70×	9		2	7	1			3				40		47			
" "	B 71×	13			5				3				33		59			
" "	B 71	14			1	1			1				45		52			
" "	B 72×	13			9	2			2	5			31	3	46			2
" "	B 73	26		2	41	3			1	8			16		27			2
Kapan	B 75	62	16	33	35	9		3	1	3						1		
grès de la série de Sonnebait																		
N. Bidjeli	B 95	9		2	18				2	3			33		42			
" "	B 96×	19			6				2	1			33		58			
" "	B 96	42		6	35	1			1	1			39		17			
" "	B 100	43		1	1								13		14	41	30	
" "	B 101×	8											3		3	23	71	
" "	B 102	27											7	7	58	24	4	
" "	B 103×	8		1	12				1	5			26		52			3
" "	B 103	9			6								25		68			1
" "	B 104×	9			19	1			2	2			19		57			
" "	B 105×	12		1	8				3	6			32		50			
" "	B 105	5		1	5	2				6			27		58			1
" "	B 106×	9			5					2			23		68	1		1
" "	B 106	11		1	15					3	1		25		55			
" "	B 107×	9		1	13	2			3	3			35		42			1
" "	B 107	9		1	7	3			2	3			37		47			
" "	B 108×	24		2	24	2			5	11			19		35			2
" "	B 108	17			17	2			5	3			35	12	24			2
" "	B 109×	19			7	2			3	1			25		61			1
" "	B 109	15		1	12	3			2	10			19		52			1
" "	B 110×	38		4	16	1			2	2			32		41			2

LOCALITÉ	Numéros des roches	Opaque	Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Sphène	Staurotide	Disthène	Andalousite	Épidote	Hornbl. basaltique	Hornblende	Augite	Hypersthène	Spinelle
N. Bidjeli	¹⁾ B 110	24			10	1			3				10		33	28	15	
" "	B 111×	9			3				3	2			20		48	17	7	
" "	B 111	6	1		1				1	1			2		16	38	38	2
" "	B 112×	15		4	23	4			1	5			37		25			1
N. Sabaoe	B 113×	6			12	1			5	1			34		44			3
" "	B 113	9			4	1			4				39		50	1		1
" "	B 115×	8			5	2			2				36		54	1		
" "	B 115	10			10				1				28		58	3		
N. Bidjeli	B 116×	17			7	1			1				34		52	5		
" "	B 116	13		1	5				3				40		49			2
" "	B 117×	14											31		69			
T. Baloe	B 125	21	4		15				2	6			57		16			
" "	B 126×	8			1					1			44		54			
F. Toenetoenan	B 128×	9								1			12		87			
" "	B 129	11		1	18	4			1	12			42		22			
N. Benain	B 132×	6			5					1			55		38	1		
" "	B 133×	15			1				1	2			26		70			
" "	B 138	22			15				4	1	1		34		28	13	2	2
" "	B 143×	12			4				1				24		60			1
" "	B 143	12			7								29		64			
N. Benain argile de la série de Sonnebait	B 144×	53	4	59	10	5			3				12		5	1	1	
N. Benain	B 145×	56	19	25	47	5				1			2		1			
N. Lakoe	B 146×	3		1	9	3			1	5			38		43			
" "	B 146	1		3					1	2			41		53			
" "	B 147×	3		1	6	1			2	3	1		40		46			
" "	B 147	15		2	16				3	4			41		33			1
" "	B 149×	19		1	23	2				12			39		23			
" "	B 151×	21			17					8			34		41			
" "	B 151	25		2	37	3			3	11			41		2	1		
" "	B 162×	11		4	24	1				3			36		32			
" "	B 164	6		2	15	1				7			43		32			
" "	B 165×	10		1	25	2			3	10			28		30			1
" "	B 167×	32		6	18	4			3	3			21	38	4			3
" "	B 167	31		4	29	12			1	7	2		30	5	8			2
" "	B 168×	16		3	32	4			3	4			23		29			2
" "	B 168	17	1	3	22	1			2	6			27		35	2		
N. Meokone	B 169×	8			14	1			3	5			28	4	43	2		

¹⁾ On n'a compté que 71 minéraux, multipliant les résultats par $100/71$.

LOCALITÉ	Numéros des roches	Opaque	Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Sphène	Staurotide	Disthène	Andalousite	Épidote	Hornbl. basaltique	Hornblende	Augite	Hypersthène	Spinelle
N. Meokone	B 169	10			16				2	9			23		48			2
" "	B 170×	15		1	26	2			2	6			23		37			3
" "	B 171×	13		2	17	1			4	8			28		39			1
" "	B 171	13			26				2	8			24		40			
" "	B 172×	12		3	17	4			1	11	1		21		40			2
" "	B 172	10		3	18	2			3	11			21		34	8		
" "	B 174×	10			17	1			1	6			31		43			1
" "	B 174	13		1	7				2	1			24		64	1		
" "	¹⁾ B 175×	42		2	5	5			10				12		58	5	3	
Chemin Soë-Niki-Niki km 113—114	B 175	39		4	25	7			5	7			50		1			
Chemin Soë-Niki-Niki km 116	B 176×	27			42	2			2	8			43		1	2		
Chemin Niki-Niki Kéfamenanoe km 139	B 182×	20		2	21	5			3	3			64		2			
N. Fatoe calcaire Mésozoïque	B 183×	76	11	45	2	9			3				19		4	4		3
N. Fatoe	B 190×	4			8	1				1			35		54			1
" "	B 190	10		1									1	76			22	
" "	B 191×	10			6	1				2			43		48			
" "	B 192	12		1	5					1			35		57			1
" "	B 193×	6				1			8				29		57			5
Chemin Niki-Niki- Kéfamenanoe km 139	B 193	28		7	12				4	2			42		30		1	2
Chemin Niki-Niki- Kéfamenanoe km 141	B 194×	24		5	23	4			1	6			42		19			
Chemin Niki-Niki- Kéfamenanoe km 141—142	B 195×	10			20	4				1			36		38	1		
Chemin Niki-Niki- Kéfamenanoe km 141—142	B 195	5				1								90	4		5	
Chemin Niki-Niki- Kéfamenanoe km 142	B 196×	8			8				1	5			31		53	2		
Chemin Niki-Niki- Kéfamenanoe km 143	B 196	10	1	4	11	3			1	2			27		51			
Chemin Niki-Niki- Kéfamenanoe km 143—144	B 197×	27		4	18	1			3	1			32		40			1
Chemin Niki-Niki- Kéfamenanoe km 144	B 197	15		2	8	3			3				34		50			

¹⁾ On n'a compté que 53 minéraux, multipliant les résultats par $100/53$.

LOCALITÉ	Numéros des roches	Opaque	Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Sphène	Staurotide	Disthène	Andalousite	Épidote	Hornbl. basaltique	Hornblende	Augite	Hypersthène	Spinelle
Chemin Niki-Niki- Kefamenanoe km 141-142	B 198	21			3	1							27		65			1
N. Aintainoe	B 200	8			5	1			4	2			42		46			
" "	B 202×	9		1	14	1			2	4	1		33		43	1		
" "	B 202	17		6	22	4							40		28			
" "	¹⁾ B 203×	37		11	6										35	16	32	
" "	B 204×	9		1	4	1			1	1			37		55			
N. Boenoe	B 204	7		1	7					2			33		55	2		
" "	B 205×	16			4					3			41		46	5		1
" "	B 205	18			1	1							43		44	7	1	3
" "	B 206×	7							3				37		56	3		1
" "	B 207	14			2	4							40		50	4		
" "	B 208	11			1				2				40		57			
" "	B 209×	8			2	2			3				29		63	1		
" "	B 210	7			2				1				38		59			
" "	B 212×	46			5	3			1				47		36	4		4
" "	B 215×	35			7	10			6				42		29	3		3
" "	B 216×	10				2			2				29		63	3		1
" "	B 216	7				1			3				23		73			
" "	²⁾ B 217×	43			2	2			4	4			58		29			1
Route Soë-Niki-Niki	B 217	12											25		74		1	
N. Boenoe	³⁾ B 218×	83		5				2					6	6			81	
N. Meokone	⁴⁾ B 220×	10			1	10			1	5	1		19	5	46	1		1
" "	B 220	9			19	2				8			25		45			1
" "	B 221	9			10					2			41		44			3
Chemin Soë-Niki-Niki km 118	B 223×	29		2	13	2			7	15			52		8			1
N. Boenoe	B 223	13											19		78	3		
" "	B 224	13			1				1				32		66			
" "	B 225×	15		1	11	3			5	1			26		51		1	1
" "	B 225	10		2	6	3			5				27		57			
" "	B 226×	19		6	9	7			4				26		47			1
" "	B 226	27	3	49	3	8			2	1			16		17			1
" "	B 227×	19		2	13	4			4	2			40		35			

1) On n'a compté que 61 minéraux, multipliant les résultats par $100/61$.

2) " " " " 64 " " " " $100/64$.

3) " " " " 54 " " " " $100/54$.

4) " " " " 60 " " " " $100/60$.

LOCALITÉ	Numéros des roches	Opaque	Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Sphène	Staurotide	Disthène	Andalousite	Épidote	Hornbl. basaltique	Hornblende	Augite	Hypersthène	Spinelles
N. Boenoe	B 229×	20			2								45		37	13		3
N. Boeboenainoe	B 240	15	1		32	1			3	12			19		31			1
" "	B 242×	8			9	2			2	4			36		46			1
Route Niki-Niki- Kefamenanoe km 141	B 326×	26		3	16	2			1	2			32		42			
Route Niki-Niki- Kefamenanoe km 141	B 327	59	46	17	1	5			1			29						1
N. Bone	B 333×	39		2	22	5			2	1			16		52			
" "	B 333	30		3	3	5			8				25		51			5
" "	B 334	36		6	24	5				2			22	5	28	2	3	2
" "	B 374/69	6		1	7	3			1	4			32		51			1
" "	B 375/69	14		3	16	2			3	7			23	5	37			4
" "	B 467/63	10		1	24				1	5			15	30	23			1

B. LA RÉGION D'OE-OLOH ET DE KEFAMENANOE.

Au nord du bassin central plio-pléistocène nous avons exploré des dépôts de marnes, composées en partie de matière volcanique, tout près du village Kefamenanoe et à Oe-Oloh, à environ 11 km plus à l'ouest (voir fig. 7). Les deux terrains présentent tant d'analogie, qu'on peut les décrire ensemble.



Fig. 7.

Situation des terrains explorés.

1. Le bassin central
2. La région de Kefamenanoe
3. La région d'Oe-Oloh.

Les dépôts de matière volcanique dans le bassin et ceux de Kefamenanoe et d'Oe-Oloh, vus à l'œil nu et d'un point de vue sédimentopétrographique, sont fort semblables.

Le terrain d'Oe-Oloh (carte 4) est situé à environ 6 km au nord-est de Noil Toko sur la route de Noil Toko à Kefamenanoe. Vers l'ouest et vers le nord la région explorée est délimitée par cette route (km 18—km 14). La rivière Oe-Oloh constitue la limite sud; à l'est le terrain est délimité par la ligne entre le poteau kilométrique et le Goenoeng ¹⁾ Poppa.

Le terrain de Kefamenanoe (carte 5) a été exploré dans la région située entre le N. Bikome et le N. Apalassi et aussi vers le sud, près des poteaux kilométriques 194—195 de la route de Kefamenanoe à Niki-Niki. Une petite région est située près de la route de Kefamenanoe à Atamboea.

¹⁾ Goenoeng (en malai) = mont, abrég. G.

I. LES FORMATIONS GÉOLOGIQUES.

Dans les régions explorées on peut distinguer les roches suivantes:

1. schistes cristallins.
2. roches permienes et mésozoïques de la série de Sonnebait et du complexe de Fatoe.
3. dépôts paléocènes.
4. dépôts néogènes.

Parce qu'en général nos recherches étaient restreintes aux dépôts néogènes dans ces terrains, nous ne décrirons les roches plus anciennes que brièvement.

1. Schistes cristallins.

Les schistes cristallins sont aussi bien en contact avec les sédiments mésozoïques qu'avec les dépôts plus récents. A Oe-Oloh des schistes à amphibole et épidote (B 277) entrent en contact direct avec les dépôts volcaniques néogènes. Les roches vert clair sont très plissées. Au microscope il se trouve que les principaux minéraux sont l'amphibole et des membres du groupe d'épidote concentrés en minces couches alternantes. La roche contient de larges porphyroblastes d'amphibole, autour desquelles lesdites couches se recourbent.

L'amphibole est d'un vert très clair; les minéraux du groupe d'épidote montrent une faible biréfringence. La roche abonde en veines à préhnite, traversant la roche dans diverses directions.

2. Les roches permienes et mésozoïques de la série de Sonnebait et du complexe de Fatoe.

Ce sont des marnes et des argiles bariolées, des calcaires (entre lesquels des calcaires à *Monotis* du triasique supérieur), des calcaires à céphalopodes, des radiolaires et des roches éruptives de la série de Sonnebait. Au nord des dépôts néogènes à Kefamenanoe nous avons trouvé des calcaires permien, contenant des brachiopodes (entre lesquels *Camarophoria purdoni*). Dans cette partie du terrain se trouvent aussi des céphalopodes, dont il faut citer: *Monophyllites simonyi* et *Johannites cymbiformis*, tous les deux appartenant au ladinien-carnien.

3. Dépôts paléocènes.

Eocène supérieur T_b . Les dépôts paléocènes ne sont représentés à Oe-Oloh que par des récifs calcaires de l'éocène supérieur. Ces calcaires se rencontrent par petits affleurements sur les versants sud du G. Sini et du G. Manoe; en plus grande étendue ces mêmes calcaires se trouvent le long de la route près du poteau kilométrique 15 et quelques blocs épars se trouvent à l'ouest de ce poteau. Les roches contiennent beaucoup de foraminifères: *Camarina spec.*, *Discocyclina javana* (espèce A et B), *Discocyclina pygmea* et *Pellatispira crassiscolumata*. A côté de ceux-ci il y a de nombreux autres foraminifères, particulièrement des *Miliolidae*; en outre il y a de la matière corallo-gène et *Lithothamnium spec.*

VAN WEST (35) a donné la description détaillée de roches analogues dans la région de Noil Toko.

4. Dépôts néogènes.

Miocène inférieur T_e . Dans ce groupe de dépôts rentrent des conglomérats à ciment calcaire et des grès calcaires à grain fin.

Les conglomérats à ciment calcaire, le plus souvent fort détritiques, se composent de fragments de schistes cristallins cimentés par de la chaux. VAN WEST (35) a déterminé l'âge de conglomérats analogues près de Noil Toko, comme miocène inférieur (T_e).

Dans le terrain d'Oe-Oloh ces roches sont fort répandues et souvent elles forment la démarcation entre les dépôts néogènes et les schistes cristallins. Tandis que les conglomérats à ciment calcaire se sont produits pendant la transgression de Beboeloh, les grès calcaires furent probablement déposés dans une mer plus profonde et ils pourraient constituer la transition aux calcaires à globigérines déposés plus loin de la côte. Les grès calcaires ne se rencontrent qu'à Oe-Oloh, directement à l'est du poteau kilométrique 18. Ils contiennent de nombreux *Spiroclipeus spec.*, qui indiquent le miocène inférieur.

Les autres dépôts du néogène consistent en tufs, en marnes et en calcaires contenant de la matière d'origine volcanique. Tant à Kefamenanoe qu'à Oe-Oloh on rencontre ces dépôts largement dispersés, mais quelquefois ils couvrent de plus grandes surfaces continues; leur épaisseur atteint au moins 60 m. Quoiqu'il y ait de nombreuses transitions des tufs proprement dits aux marnes et aux calcaires à matière volcanique, on peut distinguer deux groupes, à savoir des roches

stratifiées et des roches non-stratifiées. Les roches stratifiées sont souvent fort poreuses et d'une couleur grisâtre par suite d'une teneur élevée en cendre volcanique. La stratification se montre surtout dans les tufs purs; elle est causée par des intercalations minces avec des particules de minerai de fer. TAN SIN HOK (26) a décrit les mêmes roches de Timor occidental, central et oriental. Le plus souvent les roches non stratifiées sont beaucoup plus compactes et elles montrent en général une teneur plus élevée en carbonate et d'argile, tandis qu'une cassure conchoïdale est caractéristique pour les échantillons. La couleur de ces roches varie du blanc jusqu'au jaune blanchâtre. On ne peut les distinguer des tufs calcaires que par le manque de globigérines et la teneur moins élevée en carbonate.

Au microscope il paraît que les tufs stratifiés se composent presque entièrement d'une pâte vitreuse isotrope et de cendre volcanique. En outre on rencontre de petits cristaux de feldspath, de l'épidote, du quartz et en quantités plus considérables du pyroxène, de l'amphibole et du minerai de fer.

Outre le verre il se trouve dans la pâte des roches marneuses un ciment calcaire.

Le docteur TH. REINHOLD a eu la bienveillance d'examiner les échantillons de ces roches au point de vue des microorganismes et m'a fait savoir que seulement en peu de cas il a pu indiquer des traces de diatomées et de radiolaires. Dans les tufs calcaires on rencontre des globigérines. Le détritisme de schistes cristallins et la présence de globigérines et d'autres organismes indiquent que les roches se sont produites pendant une activité volcanique considérable en pleine mer, non loin de la côte.

TAN SIN HOK (26), SIMONS (25) et VAN WEST (35) ont accepté un point de vue identique.

Dans le terrain de Kefamenanoe les horizons supérieurs des dépôts sont souvent couverts de dépôts de travertine. Ces dépôts abritent les couches sous-jacentes plus molles contre la désagrégation. Dans ces dépôts on rencontre des escargots actuels (*Chloritis argillacea*). Sur la route de Kefamenanoe à Atamboea, près du poteau 194, entre deux dépôts de marnes tuffogènes, il y a des dépôts de terre glaise à *Physastra* spec. (espèce d'aujourd'hui). Dans ce cas on a probablement affaire à des dépôts fluviaux.

L'âge exact des dépôts néogènes.

VAN WEST (35) met en lumière la probabilité que les dépôts tuffogènes sont plus jeunes que le miocène inférieur. Dans la région de Noil Toko les

roches ont subi au plus haut degré l'influence de mouvements tectoniques post-oligocènes.

Dans les régions de Batoe Poetih et Kabélak (25) les dépôts tuffogènes ont été considérés comme probablement d'âge miocène supérieur et/ou pliocène.

Dans les terrains où j'ai fait mes recherches, des données définitives sur l'âge ne sont pas disponibles, faute de fossiles.

La présence de dépôts identiques dans le bassin central de Timor, où les mollusques déterminent l'âge plio-pléistocène des couches pourraient suggérer l'idée que les roches dans la région de Kefamenanoe ont aussi un âge plio-pléistocène.

Dans la région d'Oe-Oloh on trouve les mêmes roches de l'éocène supérieur et du miocène inférieur qu'à Noil Toko. Il se trouve aussi que ces deux espèces de dépôts, de même que les roches plus récentes, ont été fort influencées par des mouvements tectoniques, de sorte qu'en effet cette région montre une ressemblance avec la région de Noil Toko.

II. PÉTROLOGIE DES SÉDIMENTS.

Les tables suivantes présentent un tableau synoptique des minéraux lourds qui se trouvent dans les dépôts néogènes. Beaucoup d'échantillons n'ont pas ou presque pas de pourcentage de minéraux lourds. Les échantillons B 277^x et B 286, de la table I sont situés près de schistes cristallins; leur influence pendant la sédimentation est indiquée par la présence d'épidote, d'amphibole de schistes et de grenat. Dans les tufs purs le pourcentage d'hypersthène est plus ou moins égal au pourcentage d'augite. Dans les calcaires à matière volcanique le pourcentage d'augite surpasse de beaucoup celui d'hypersthène.

Dans la table II les échantillons à pourcentage élevé d'augite et à pourcentage minime d'hypersthène font défaut. Cette différence entre les roches de la table I et celles de la table II, montre qu'elles n'ont pas pu être formées simultanément, car les terrains d'Oe-Oloh et de Kefamenanoe ne sont pas très éloignés l'un de l'autre et il est permis de supposer que l'influence de l'activité volcanique sur la sédimentation s'est étendue simultanément dans les deux régions. L'échantillon B 314^x d'une roche à l'est de Kefamenanoe fait preuve de l'influence des schistes cristallins voisins pendant la sédimentation.

TABLE I.

[illegible]

¹⁾ On n'a compté que 68 minéraux, multipliant les résultats par $100/68$.

TABLE II.

LOCALITÉ KEFAMENANOE	Numéros des roches	Opaque	Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Sphène	Staurotide	Disthène	Andalousite	Épidote	Amphibole	Augite	Hypersthène
Mont à l'ouest de Kefamenanoe	300×	16												6	50	44
Mont à l'ouest de Kefamenanoe	300	16												9	37	54
Mont à l'ouest de Kefamenanoe	303	16													49	51
Chaussée Kefamen.- Niki-Niki km 197	304	43		1										5	65	29
Chaussée Kefamen.- Niki-Niki km 197	308	30												1	64	35
Chaussée Kefamen.- Niki-Niki km 197	310×	15												13	37	50
Mont à l'ouest de Kefamenanoe	314×	40			8				3				26	53	3	7
Mont à l'ouest de Kefamenanoe	314	28												8	46	46
Mont à l'ouest de Kefamenanoe	315×	21												19	34	47
Mont à l'ouest de Kefamenanoe	315	26												9	38	53
Mont à l'ouest de Kefamenanoe	316×	11		1										14	38	47

C. TECTONIQUE ET GENÈSE DU BASSIN.

DESCRIPTION DES COUPES ET DES ROUTES.

Afin d'arriver à une description claire de la succession des couches dans le chapitre traitant de la stratigraphie, quelques coupes dans la partie centrale du bassin ont été déjà mentionnées dans ce chapitre. La description des autres coupes suivra ci-dessous. Les considérations sur la tectonique et sur les phases des mouvements, qu'on peut y associer, seront données sommairement dans un chapitre suivant.

a. Descriptions des coupes et des routes dans la région de contact des roches plus anciennes avec des formations plus récentes aux bords du bassin central.

On ne saurait étudier les contacts des formations plus anciennes avec les sédiments du bassin que dans les rivières coupant les bords du bassin.

A u n o r d d u b a s s i n :

Noil Sabaoe (Fig. 8). Cette coupe s'étend du village de Sabaoe jusqu'au bord du bassin dans le lit de la rivière. Sabaoe (712 m) est situé entre les collines, qui sont composées d'argiles et de marnes argileuses triasiques de la série de Sonnebait. Ces roches, qu'on peut étudier à l'endroit où le sentier de Sabaoe à Bidjeli croise le N. Sabaoe, montrent une structure fort plissée. La terrasse fluviale de cailloutis atteint localement une hauteur d'environ 1 m au-dessous du niveau du fleuve.

En aval du village Sabaoe des calcaires triasiques verts et blancs à *Halobia* affleurent avec une inclinaison de 45° NO et une direction N 45 E. Les calcaires régulièrement bien stratifiés montrent une flexure légère, mais près du contact avec les marnes argileuses triasiques bariolées ils sont disloqués plus fortement. Des calcaires blancs analogues, ressemblant fort aux calcaires à *Halobia*, mais ne contenant pas de fossiles, se répètent un peu plus en aval. Ici ces calcaires forment un petit anticlinal. Sur l'aile nord reposent des calcaires avec une inclinaison de 65°.

Les calcaires à *Halobia* alternent avec des marnes argileuses et des argiles rouges et grises et sont suivis par des calcaires roses fortement tourmentés, qu'il faut compter parmi le crétacé. Cependant l'écroulement

de la terrasse de cailloutis efface souvent les vestiges des contacts. Les derniers calcaires roses montrent deux systèmes de failles perpendicu-



Fig. 8.

Les roches anciennes et leur contact avec les sédiments du bassin dans le N. Sabaoe.

- a. argiles, marnes et calcaires triasiques et permien.
- b. calcaires à *Halobia*.
- c. calcaires roses du crétacé.
- d. calcaires à globigérines du bassin.
- e. éboulis.

lares à la stratification. Plus loin vers le SE on retrouve les calcaires triasiques plissés.

Le calcaire est écrasé et contient nombre de veines de calcite. Les marnes et les calcaires brun rouge voisins appartiennent au permien et contiennent beaucoup d'articles de crinoïdes. Ces couches sont en contact avec les sédiments du bassin.

Noil Sabaoe (Fig. 9). Le cours supérieur du N. Sabaoe suit le bord du bassin à une distance d'environ 200 m, là où la direction de la rivière est presque exactement du nord au sud. En amont et en aval la direction principale du bord du bassin est N 40 E.



Fig. 9.

Failles au nord du bassin dans le N. Sabaoe.

- I. sédiments de la zone I. II. sédiments de la zone II.

Le versant ouest et le lit de la rivière se composent de marnes et de calcaires permien. Les sédiments du bassin qui affleurent à l'est de la rivière appartiennent à la zone stratigraphique I déjà décrite et ils sont couverts en concordance par des roches de la zone II. Ici il y a un déplacement en échelon de la limite du bassin. L'inclinaison générale est de 26° vers le SE, la direction N 30 E. En tant que les couches appartiennent à la zone I et parfois aux unités inférieures de la zone II, elles sont interrompues par des failles, dont l'influence diminue cependant jusqu'à la disparition complète vers la partie supérieure de la coupe. Les directions des failles est en général N 40 O.

Le long des failles on trouve souvent de la poudre de friction. Les couches supérieures les plus récentes de la zone II ne montrent qu'une courbure légère.

N. Sabaoe (Fig. 10). Planche III. Là où la rivière tourne vers le SE, elle coupe le bord du bassin. En aval les couches supérieures de la zone II



Fig. 10.

Partie du N. Sabaoe au SE du village Sabaoe.

- a. sédiments de la zone II.
- b. sédiments de la zone III.

affleurent au niveau de la rivière. Elles montrent nettement une stratification entrecroisée. Un peu avant le contact avec les couches de la zone III les sédiments sont fortement plissés. Un petit peu vers le SE ils reprennent cependant leur inclinaison normale de S 25 E et les roches de la zone III reposent en concordance sur lesdites couches.

N. Bidjeli (Fig. 11).

Le contact des roches plus anciennes avec les sédiments du bassin se trouve au SE du village de Bidjeli dans la rivière du même nom. Ce contact est formé par des calcaires et des marnes rouge brun, fort plissées,

du triasique de la série de Sonnebait avec des roches verticales à globigérines de la zone I (Fig. 12).

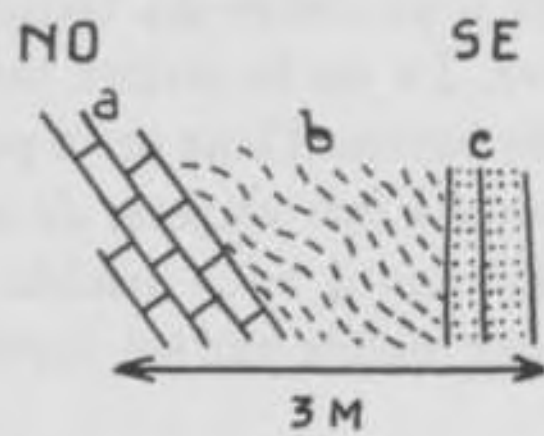


Fig. 12.

Le contact des roches anciennes avec les sédiments du bassin dans le N. Bidjeli.

- a. calcaires de Sonnebait.
- b. argiles et marnes triasiques.
- c. sédiments du bassin.

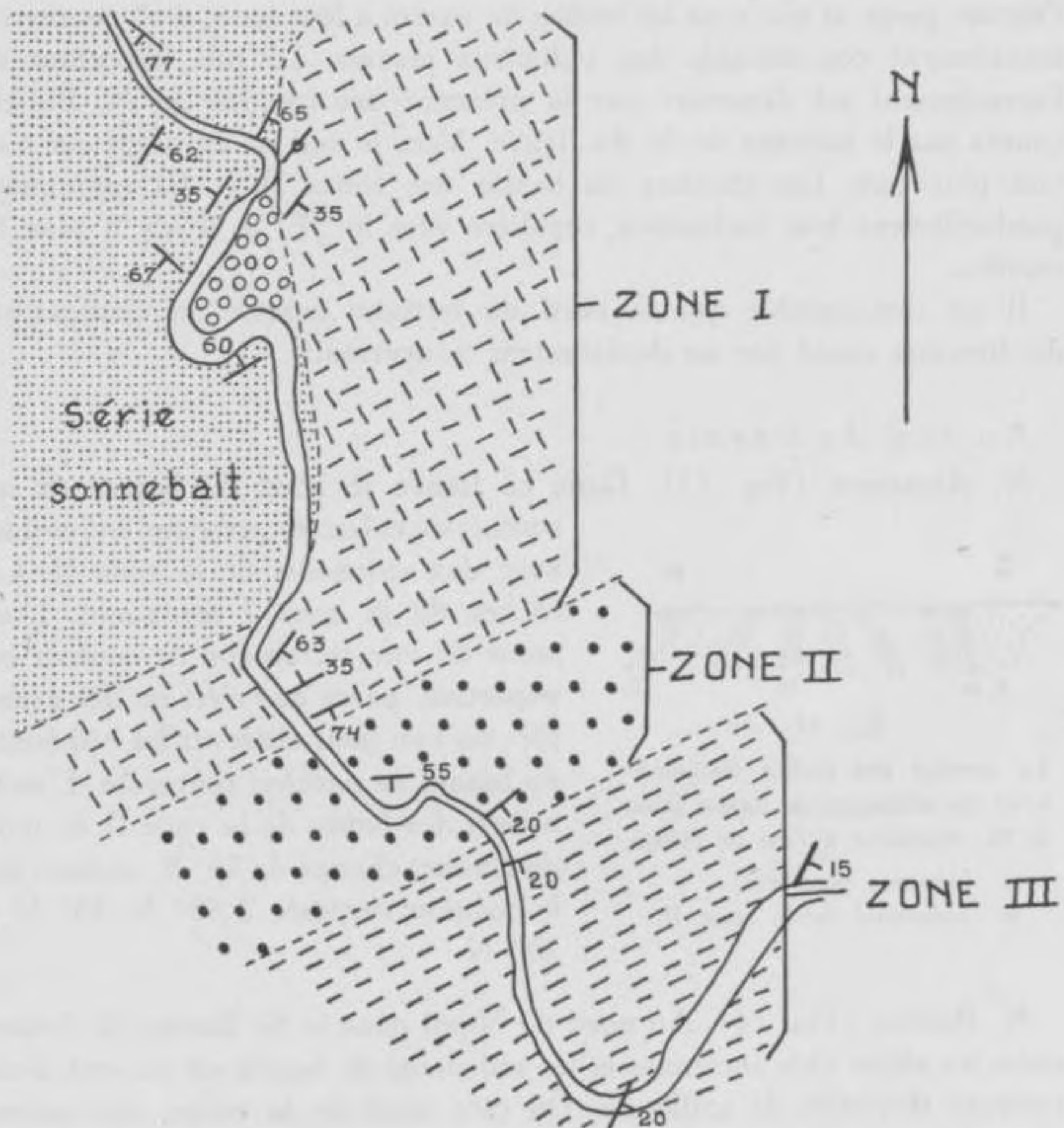


Fig. 11.

Carte schématique du N. Bidjeli près du village Bidjeli.

Echelle 1 : 20.000.



a

1.



a

2.

Affleurement dans le Noil Boenoe. Des couches de conglomérats fins à ciment calcaire (a) fortement redressées, formant deux synclinaux, dont l'un n'est qu'imparfaitement développé. Dans le noyau se trouvent des argiles vertes avec des grands fragments de roches plus anciennes.

On ne trouve point de brèches de friction à ce contact. En aval, en direction principale N-S, la rivière coule parallèlement au bord du bassin. Le contact des roches de la série de Sonnebait avec celles du bassin se trouve à quelques mètres à l'est du lit du fleuve. Là où la rivière tourne vers le SE, elle traverse par une gorge le bord du bassin. Dans cette partie du bassin les roches de la zone I ont des inclinaisons fort variées, de sorte qu'on pourrait penser à des plissements. Néanmoins il nous semble que c'est par glissement que de grands paquets de ces roches ont été déplacés et plissés.

A la saison des pluies la rivière, venant du NO, coule en torrent par l'étroite gorge et elle sape les roches du bassin à leur base, d'où résulte un écroulement considérable des sédiments récents. Le rôle important de l'écroulement est démontré par la présence des rapides du N. Bidjeli, causés par le barrage du lit du fleuve. Vers le sud de la gorge on n'en voit plus rien. Les couches du bassin des zones II et III reprennent graduellement leur inclinaison régulière vers le SE, et il n'y a plus de rapides.

Il est remarquable que le bord du tertiaire montre un changement de direction causé par un déplacement transversal.

Au sud du bassin:

N. Aintainoe (Fig. 13). Dans ce fleuve le bord du bassin est au



Fig. 13.

Le contact des roches anciennes avec les sédiments du bassin dans le N. Aintainoe à l'est de Nipol.

a. calcaires permien.

b. sédiments de la zone II.

contact de calcaires permien à crinoïdes avec des sédiments de la zone II. Les roches de la zone I manquent. D'un point de vue tectonique ce contact est important, parce que c'est un des exemples où l'on peut observer les sédiments du bassin en position renversée. L'inclinaison des bancs de la zone II au nord du contact change de 85° S, passant par la position verticale, à 85° N, 45° N et 20° N.

N. Boenoe (Fig. 14). Au nord de Nipol dans le N. Boenoe le contact entre les séries plus anciennes et les sédiments du bassin est couvert d'une terrasse fluviale de cailloutis. Du côté nord de la coupe des marnes grises dures de la zone III (a) sont découpées par un banc de brèche argileuse verte (b) avec une inclinaison de 60° S. La composition sédimento-pétrographique de cette roche démontre qu'il faut la compter parmi

les sédiments du bassin (échantillon B 224). En concordance elle est couverte d'un banc (c) de marne conglomératique, contenant de petits

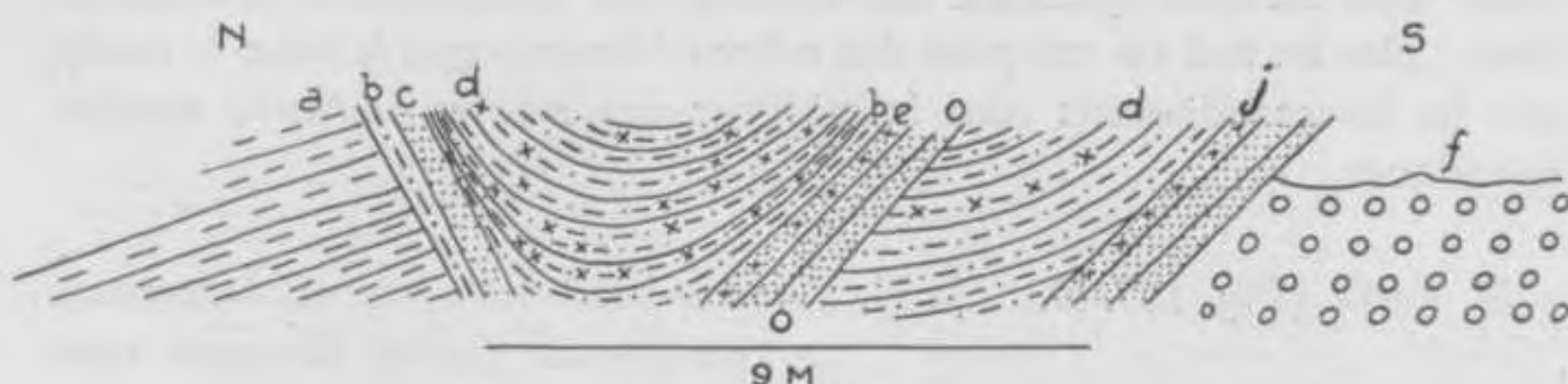


Fig. 14.

Détail dans le N. Boenoe à NE de Nipol.

- a. marne grise de la zone III.
- b. brèches argileuses.
- c. marne conglomératique.
- d. brèches argileuses avec des fragments plus gros.
- e. marne conglomératique.
- f. terrasse fluviale.

fragments de schistes cristallins, de roches éruptives basiques et de calcaire blanc. Les fragments sont souvent anguleux.

Vers le sud se trouve un petit synclinal, au centre duquel les couches ont leur maximum de développement. Les couches du synclinal qui affleurent au niveau de la rivière, se composent de brèches gris vert d'argile laminées.

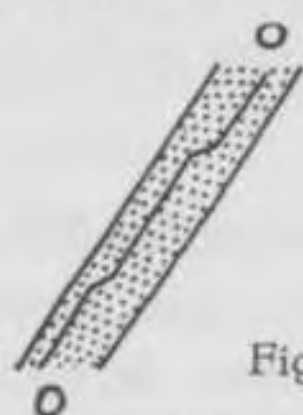


Fig. 15.

Détail du banc O.
Marne avec de petites failles en escalier.

Dans le noyau du synclinal on rencontre une quantité de fragments anguleux de calcaire blanc, probablement d'âge mésozoïque. Il y a par endroits des transitions de brèches argileuses vertes à des brèches argileuses brunes et grises à blocs

de calcaire rose. La présence de beaucoup de fragments de grande dimension dans ces brèches rend ces sédiments fort différents des autres dépôts du bassin. En sens sédimento-pétrographique il apparaît que la composition de la fraction lourde de toutes les couches montre l'aspect normal du bassin (échantillons B 225^x, B 226^x, B 226).

Les éléments du banc e montrent aussi un mélange de fragments plus gros dans les sédiments plus fins. L'inclinaison du banc est de 45° N. Dans la marne finement conglomératique on trouve des fragments de calcaires roses et blancs et de calcaires à entroques perméens. Les bancs o qui suivent sans discordance, sont composés de la même marne toutefois sans contenir de gros fragments. On peut constater de petites failles en



escalier dans une couche mince de matière charbonneuse dans un de ces bancs (Fig. 15). Une répétition de couches se trouve vers le sud de la coupe dans un demi-synclinal. Les couches sont composées de brèches. Le banc *j* plus au sud est composé des mêmes éléments que le banc *e*, tandis que les bancs adjacents sont formés par des marnes finement conglomératiques.

N. Fatoe (Fig. 16). Dans le *N. Fatoe* le bord du bassin est au contact

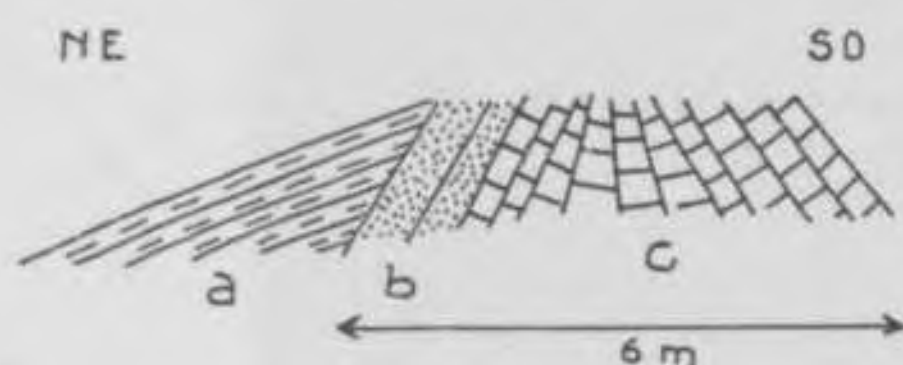


Fig. 16.

Le contact des roches anciennes avec les sédiments du bassin dans le *N. Fatoe*, à l'est de Niki-Niki.

- a.* sédiments de la zone III.
- b.* sédiments de la zone II.
- c.* calcaires triasiques.

de marnes jaunes finement conglomératiques qui appartiennent aux sédiments du bassin (échantillon B 190×) et de calcaires à céphalopodes du triasique supérieur (*c*). Ces formations ont la même inclinaison de 60° NO et une direction N 30 E. Une discordance marquée se trouve entre les couches finement conglomératiques (*b*) et des marnes argileuses grises (*a*) de la zone III ayant la même direction et une inclinaison de 43° NO.

N. Mengase. Au nord-ouest de Niki-Niki cette rivière a profondément raviné les sédiments de la bordure du bassin, de manière que l'ancien sous-sol affleure par endroits sous la couverture transgressive de roches coralliennes. Les sédiments du bassin ont près du contact (qu'on n'a d'ailleurs pas pu observer directement), des pentes très irrégulières, e.a. de 30° vers le NO, et de 85° vers le SE. A une certaine distance du contact les inclinaisons deviennent normales p.e. 25° NO avec une direction N 35 E.

N. Bone (Fig. 17 et 18, planche V). A l'est du *N. Poli* dans le *N. Bone* on trouve le contact des sédiments du bassin de la zone II avec des roches permienes. Ces dernières couches s'inclinent de 50° NO, avec une direction N 35 E. Dans le *N. Bone* au nord de l'embouchure du *N. Poli* on voit une série de fractures dans les conglomérats fins à ciment calcaire de la zone II (voir les déplacements de la couche I). Un certain nombre de ces fractures ne sont que des cassures sans rejet, par exemple entre *a* et *b*, entre *c* et *c'* (tous les deux à direction SE) et entre *d* et *e*. D'autres

fractures sont des failles normales, p.e. entre *b* et *c* (le côté affaissé étant du côté des couches *c*) et dans les couches *g*; une faille inverse presque

NE

S 0

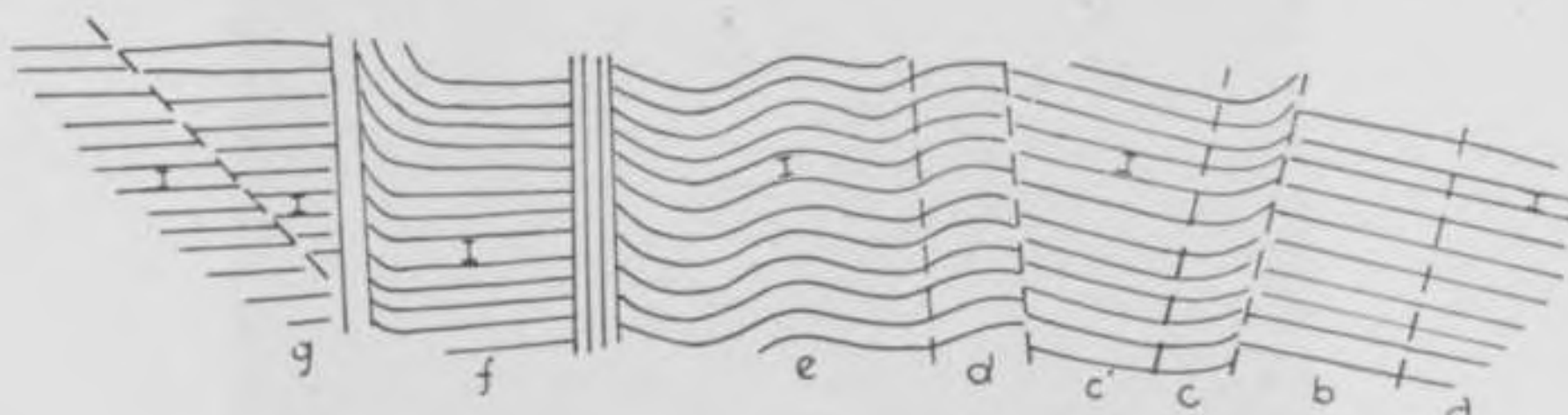


Fig. 17.

Failles et plissements dans les sédiments de la zone II dans le N. Bone à l'ouest de Niki-Niki.

verticale, de direction S 50 E se trouve entre les couches *c'* et *d*, les couches *d* étant affaissées par rapport aux couches *c'*.

Les couches *e* de cette coupe sont en outre plissées en anticlinal, dont l'axe a une direction N 30 E, plongeant vers le SSO (10°). Aux failles les couches sont retroussées. À gauche on voit dans la coupe parmi les bancs normaux deux groupes de bancs redressés jusqu'à la position verticale, leur direction est N 30 E. Nous aurons l'occasion d'y revenir.

Les couches *f* sont retroussées de la même manière que les couches *e*.

(Fig. 18.) Un peu plus en aval il y a neuf déplacements sur une

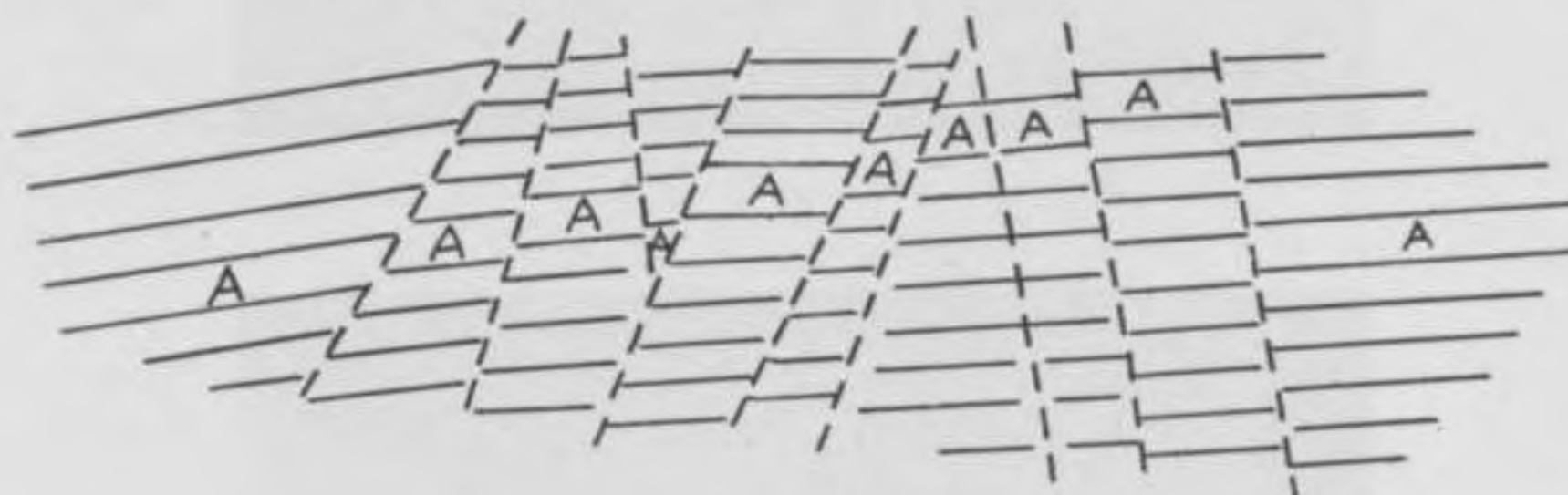


Fig. 18.

Détail en aval de la fig. 17 dans le Bone à l'ouest de Niki-Niki. Quelques failles normales dans les sédiments de la zone II.

distance de 80 m dans des roches semblables de la zone II. Le déplacement total monte à ± 75 cm. La direction des failles varie de N 40 O à O-E.

N. Meokone (Fig. 19, planche III). Au sud du T. Tetnai il se trouve

PLANCHE V.

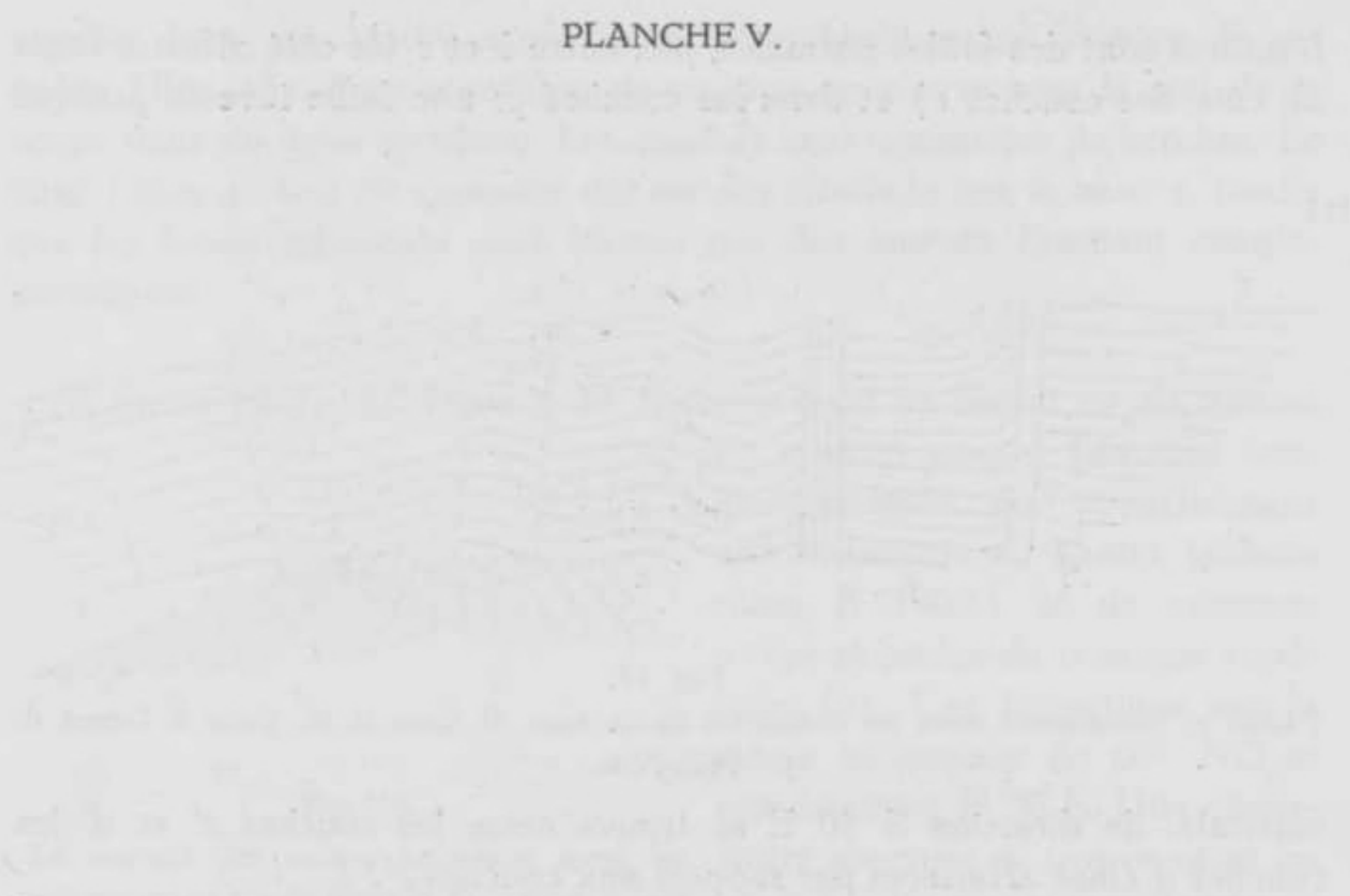


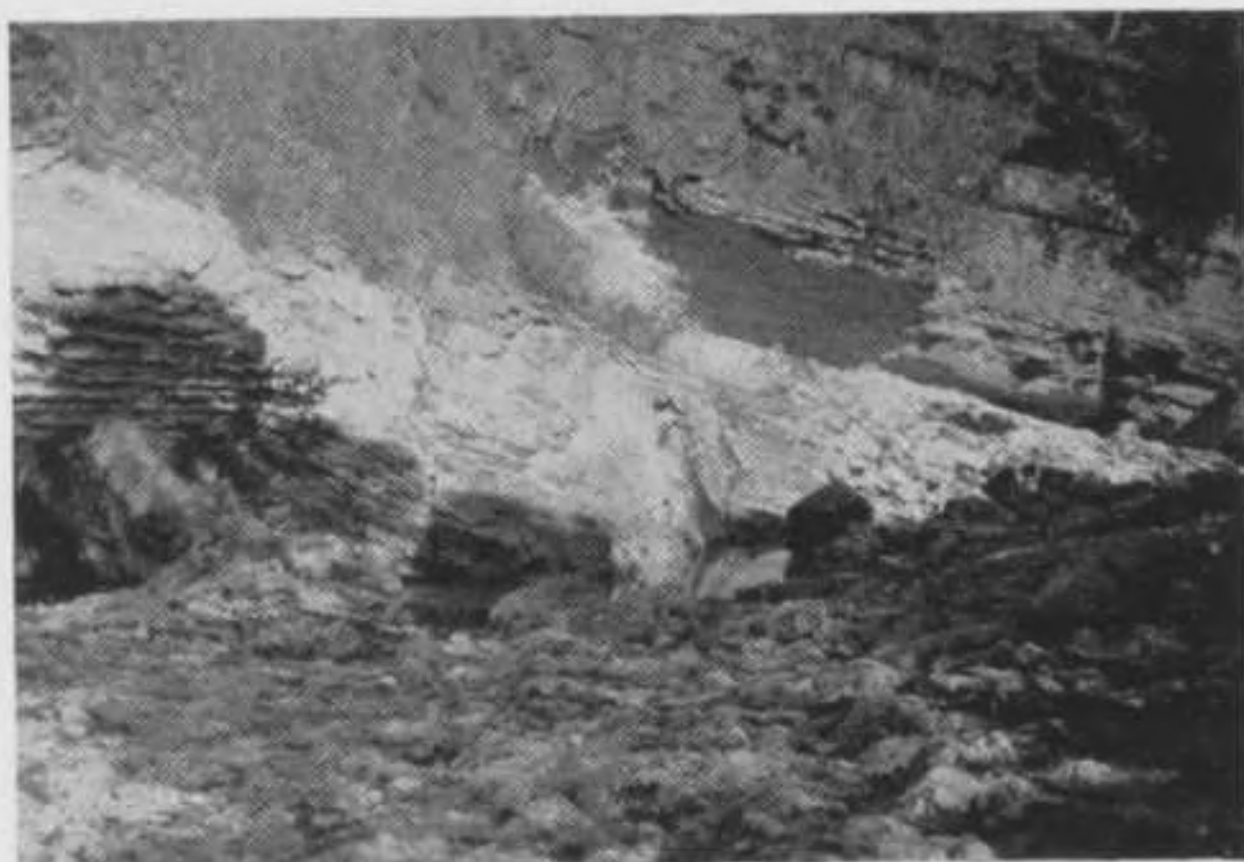
Fig. 1, 2, 3. Conglomérats fins à ciment calcaire dans le Noil Bone à l'ouest de Niki-Niki. On voit des cassures sans rejet (p.e. entre *a* et *b*), des failles normales (dans les couches *g*), les couches *e* sont plissées (Fig. 17).



g | 1. | f



f | e | 2.



| d | c' | c | b | a |
3.



dans le N. Meokone une section de calcaires sableux de la zone II. Les couches sont traversées par un plan de faille courbé.

(Fig. 20.) Plus loin vers le sud dans le même fleuve on rencontre des marnes à globigérines de la zone I reposant en discordance sur des

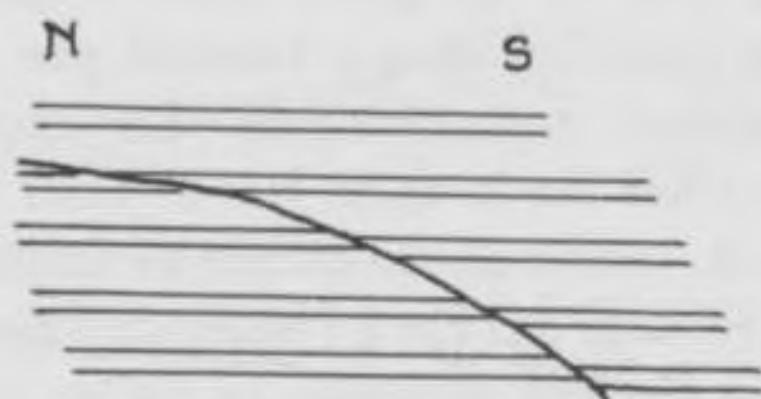


Fig. 19.

Partie dans le N. Meokone au sud du T. Tetnai. Plan de la faille dans les sédiments de la zone II.

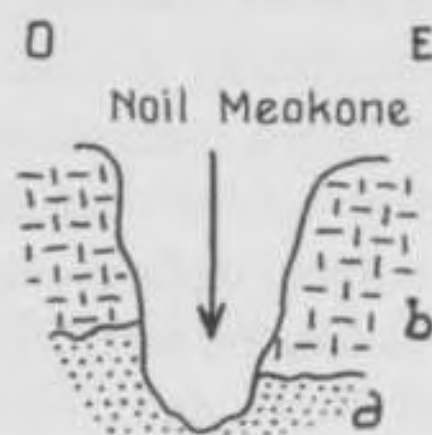


Fig. 20.

Entaille dans le N. Meokone au sud du T. Tetnai.
a. couches des roches prae-tertiaires.
b. marnes à globigérines.

couches mésozoïques. Aux deux rives le contact avec les couches mésozoïques se trouve à des niveaux différents.

b. Description des coupes dans le bassin.

N. Sabaoe (Fig. 21, 22, 23). Environ 10 km en aval de la gorge du N. Sabaoe, il y a un escarpement de marnes grises et jaunes de la

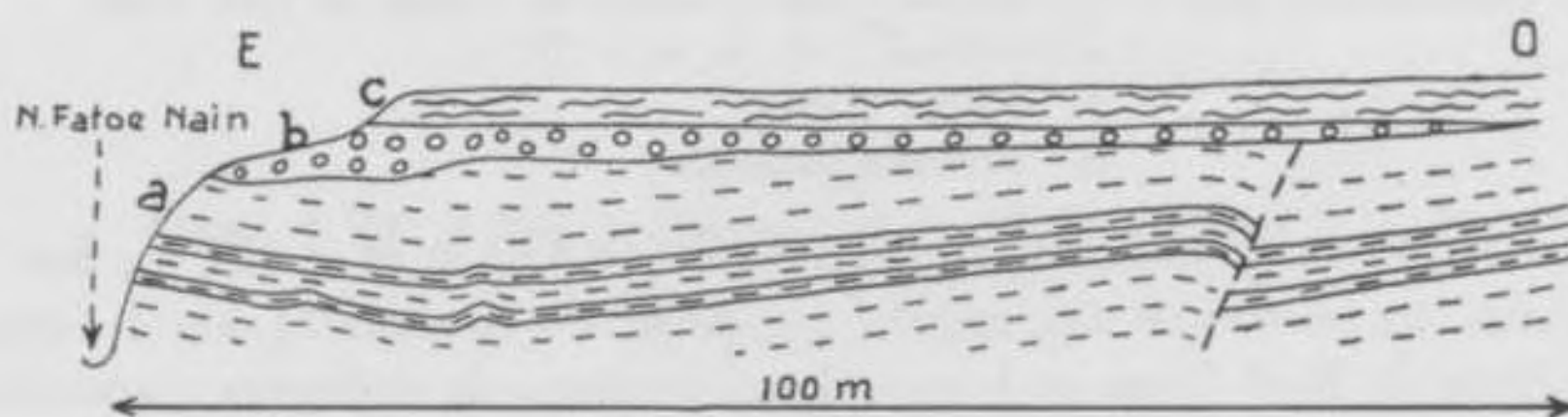


Fig. 21.

Affleurement dans le N. Sabaoe au nord de F. Nain.

- a. marnes grises de la zone III.
- b. terrasse fluviale de coilloutis.
- c. glaise.

zone III d'une hauteur de 32 mètres, délimité du côté de l'est par le N. Fatoe Nain. A l'ouest de la coupe, des marnes grises contenant de petits mollusques ont été déposées à la base. Les couches sont traversées par une faille inverse. Dans les marnes grises se trouvent quelques bancs

plus durs du même sédiment avec une inclinaison 15° E et une direction N 24 E.

A l'est de la faille les bancs sont légèrement courbés. La terrasse fluviale reposant sur ces sédiments est plus jeune que la faille.

Le sédiment couvrant la terrasse est composé de glaise brune à quelques concrétions de calcaires blancs, et parce qu'on n'y trouvait pas de fossiles, nous admettons que ce sédiment soit fluvatile. La coupe démontre, qu'après la déposition des roches de la zone III, le fond du bassin a surgi définitivement à cet endroit, tandis que la rivière ne formait qu'une seule terrasse. Plus loin en aval, environ à 3 km à l'ouest du village de Noil Noni, deux terrasses fluviales ont été déposées ce qu'on voit dans un affleurement de la même zone (Fig. 22).

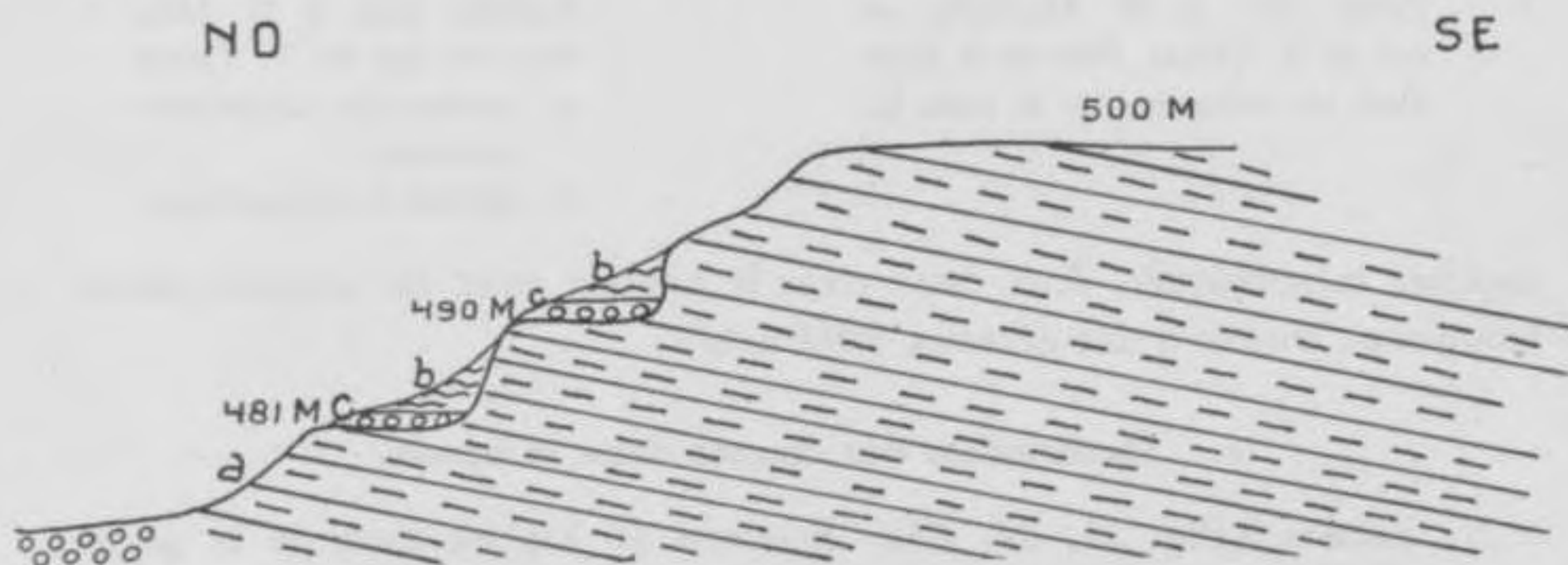


Fig. 22.

Affleurement dans le N. Sabaoe 3 km à l'ouest du village de Noil Noni.

- a. sédiments de la zone III.
- b. dépôts glaises.
- c. terrasses fluviales.

Ces terrasses se trouvent respectivement à 490 m et à 481 m. Sur le cailloutis on rencontre des dépôts de glaise. A environ $1\frac{1}{2}$ km à l'ouest du village de Noil Noni on trouve deux terrasses de cailloutis respectivement à 468 m et à 476 m (Fig. 23).

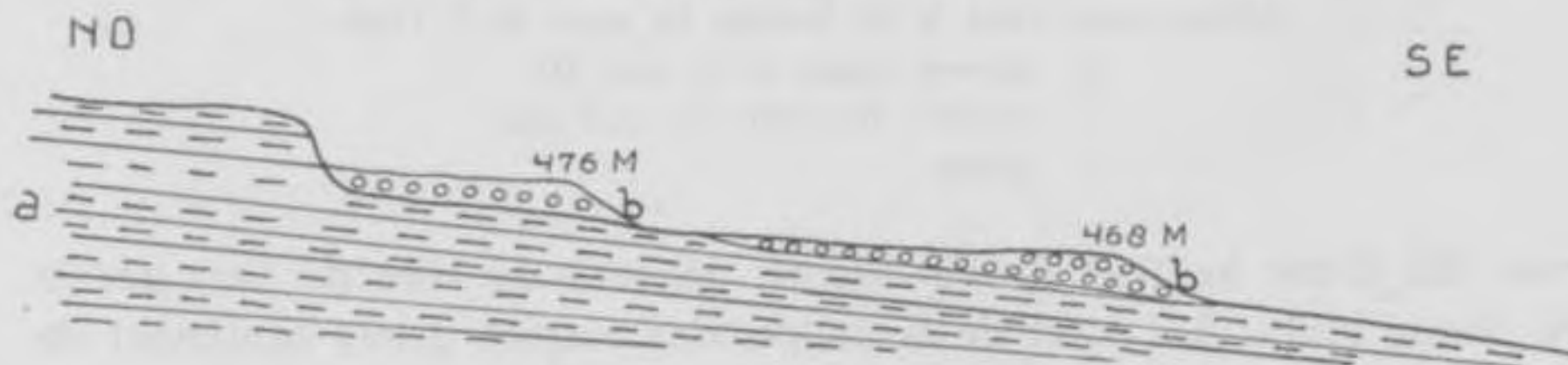


Fig. 23.

Deux terrasses fluviales (b) reposant sur sédiments de la zone III dans le N. Sabaoe $\pm 1\frac{1}{2}$ km à l'ouest de Noil Noni.

N. Bidjeli (Fig. 24). Au nord du village de Fatoe Laob dans le

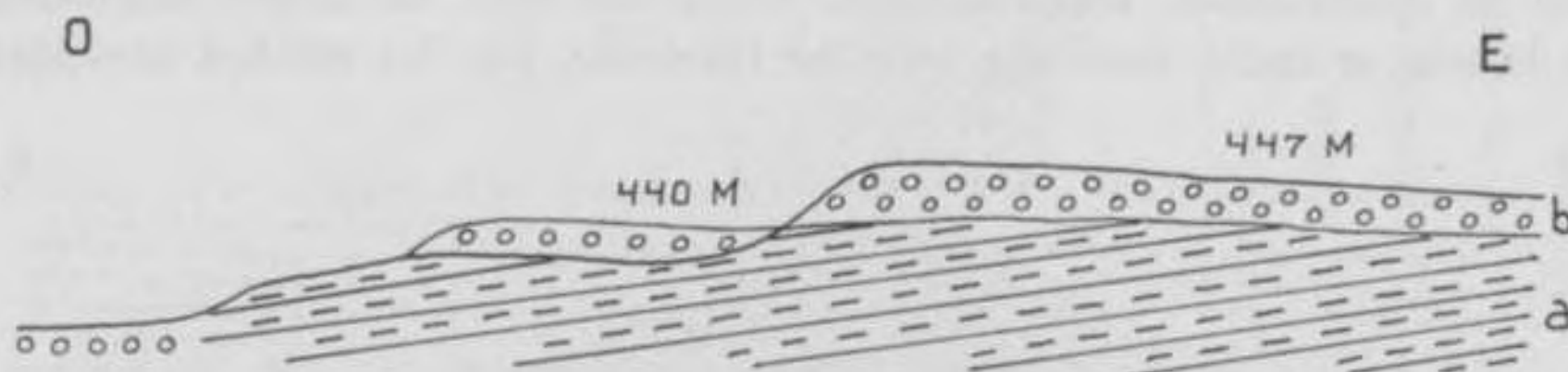


Fig. 24.

Deux terrasses fluviatiles (b) reposant sur dépôts de la zone III (a) dans le N. Bidjeli au nord du kp. Fatoe Laob.

N. Bidjeli il y a une coupe dans les sédiments de la zone III. Il y a deux terrasses fluviatiles respectivement à 447 m et à 440 m.

N. Noni ou N. Benain (Fig. 25). Au nord du village de Pene, à

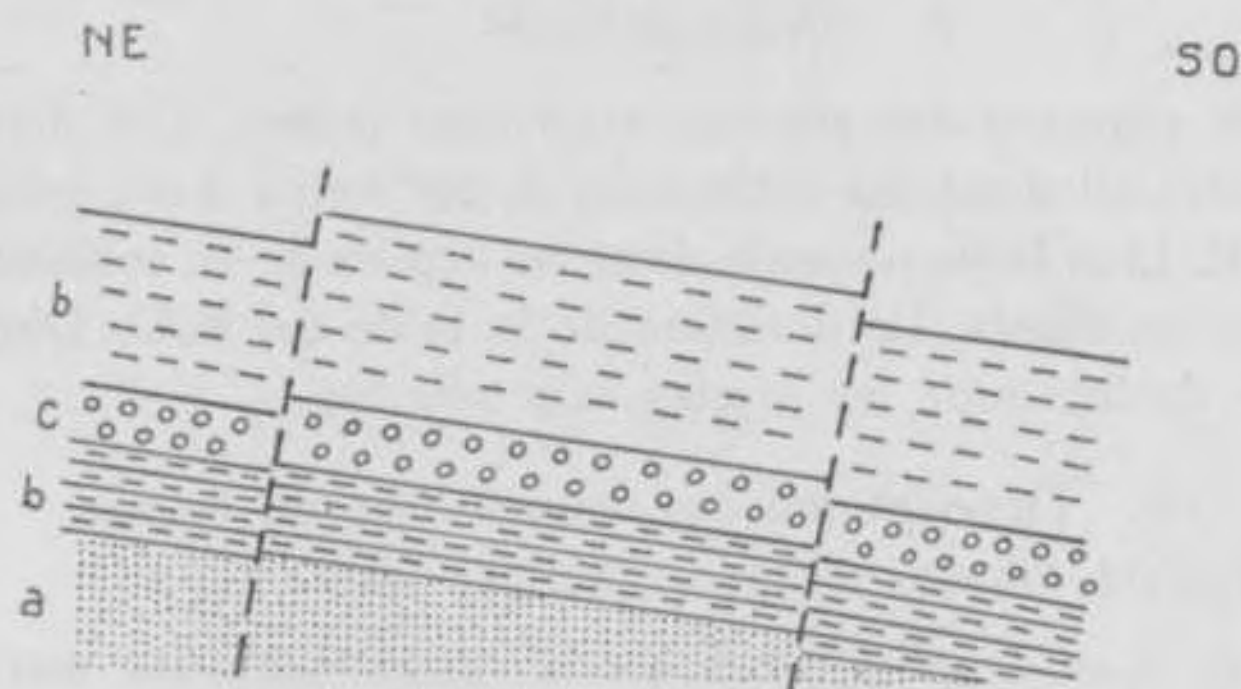


Fig. 25.

Détail $\pm$ 700 m NO de l'embouchure du N. Lakoe dans le N. Noni.

- a. conglomérats fins.
- b. marnes sableuses.
- c. conglomérats gros.

environ 700 m vers le NO de l'embouchure du N. Lakoe dans le N. Benain affleurent des sédiments de la zone IV. Des couches conglomératiques ont été déposées à la base, sur lesquelles reposent en concordance des bancs minces de marnes sableuses. Sur ceux-ci repose un banc de 20 cm d'un conglomérat gros tandis que les couches supérieures sont formées de marnes riches en fossiles. La coupe est traversée par deux failles à direction N 10 O.

N. Benain (Fig. 26). Au sud de Konbanki se trouve un petit affleure-



1.

Aspect du mont Sini, vu de l'ouest. Au premier plan et à gauche au fond de la photographie des roches de la série de Sonnebait. À droite du mont Sini la pente est formée par des schistes cristallins, le sommet est composé de calcaires et de marnes néogènes, en partie avec de la matière volcanique. Entre les schistes cristallins et les dépôts du sommet se trouvent des calcaires paléocènes.



2.

Vue du nord-est sur un petit lambeau de marnes tuffogènes blanches qui affleurent au milieu de roches de la série de Sonnebait sur la route de Kefamenanoe à Atamboea.

ment de roches mésozoïques, sur lesquelles des calcaires coralliens reposent en discordance. Dans la coupe le contact avec les autres sédiments du bassin se cache sous une terrasse fluviale. Sur les marnes bariolées

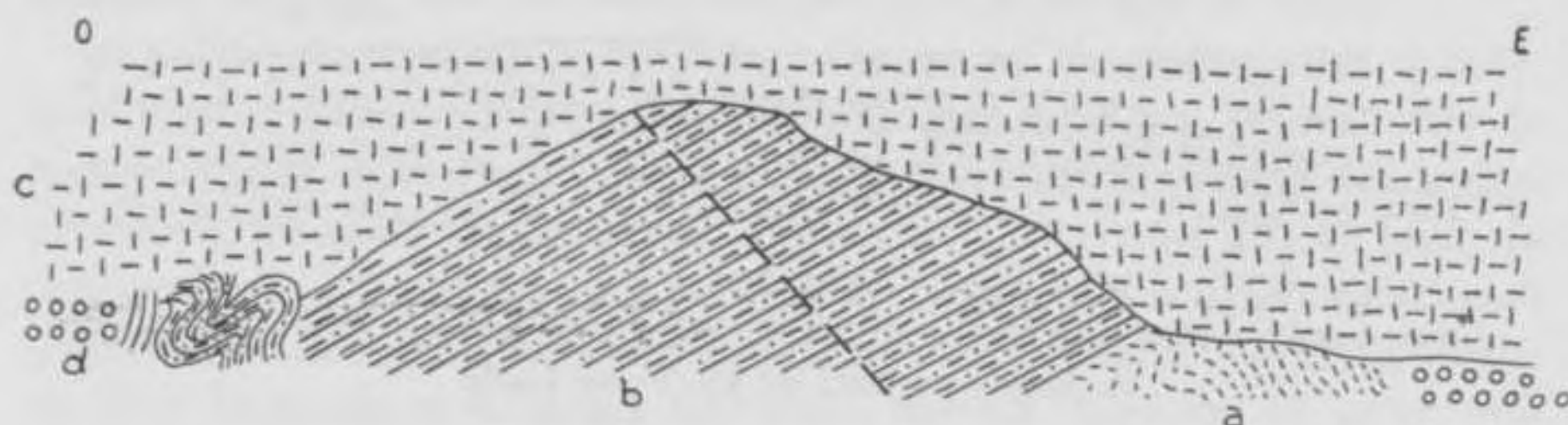


Fig. 26.

Affleurement dans le N. Benain à l'est du village Pene.

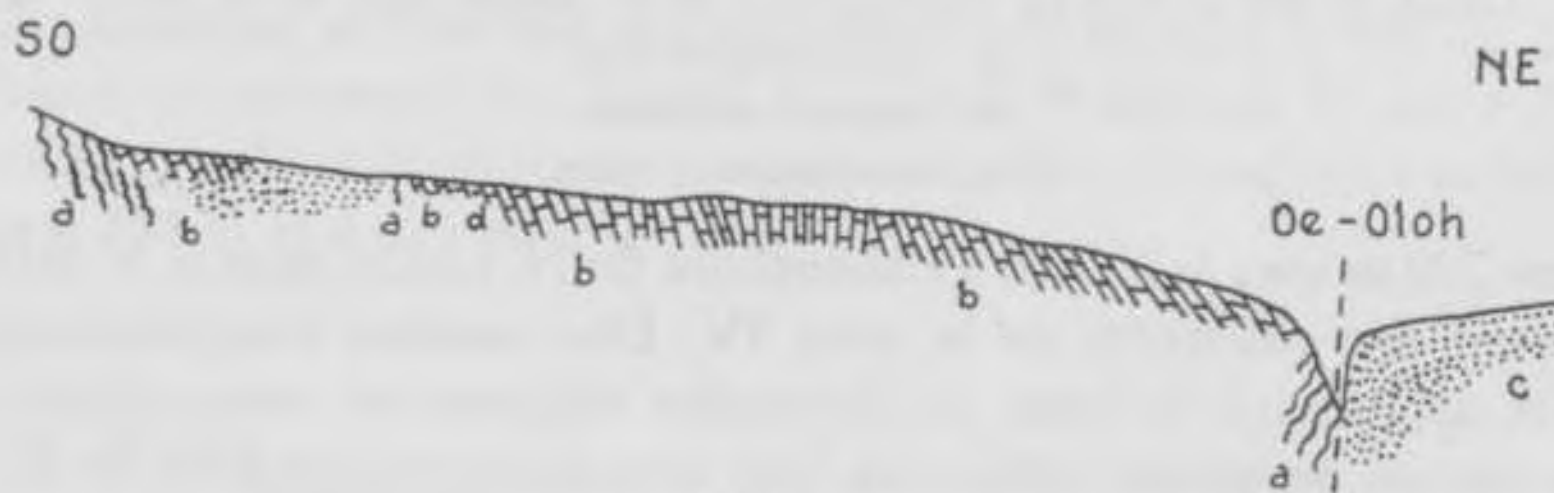
- | | |
|--------------------------|------------------|
| a. calcaires et marnes | } du mésozoïque. |
| b. argiles jaunes | |
| c. calcaires coralliens. | |
| d. cailloutis fluviaux. | |

fort plissées reposent des schistes argileuses jaunes. Ces dernières sont bien stratifiées, elles ont une inclinaison de 30° vers l'ouest, avec une direction N 30 E. Une faille normale dans les argiles ne se continue pas dans les calcaires coralliens. La direction de la faille est E-O. Dans la partie occidentale de la coupe les argiles sont plissées.

c. Descriptions des coupes hors du bassin.

LA RÉGION D'OE-OLOH (CARTE 4).

Section I. Les dépôts jeunes de la coupe sont des marnes et des calcaires (en partie avec de la matière volcanique) et des tufs purs. Près



Section I.

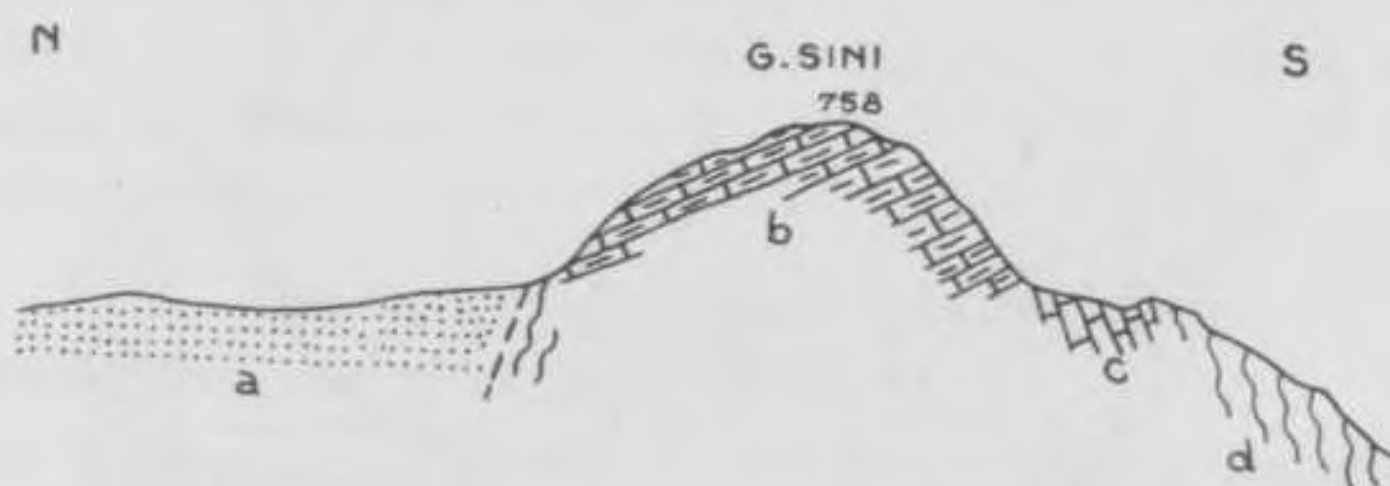
Détail à l'est du poteau kilométrique 18 de la route Noil Toko—Kefamenanoe.

- | |
|--|
| a. schistes cristallins. |
| b. sédiments néogènes. |
| c. sédiments mésozoïques. |
| d. grès calcaire à foraminifères du miocène inférieur. |

du poteau kilométrique 18 de la route de Kefamenanoe à Noil Toko (dans la partie SO de la figure) un lambeau de ces roches repose en discordance sur les schistes cristallins et les roches mésozoïques de la série de Sonnebait.

Plus au NE il y a un petit affleurement de schistes cristallins en contact avec des roches mésozoïques. Le contact a une direction N 30 O, tandis qu'en descendant un peu plus loin vers le NE les dépôts jeunes sont interrompus près de leur base par un banc de grès calcaire à fossiles d'âge miocène inférieur (*Te*). Les roches néogènes sont plus ou moins morcelées, à direction et inclinaison fort variées, les inclinaisons passant jusqu'à la verticale. Dans le Oe-Oloh lui-même ces couches reposent en discordance sur les schistes cristallins, tandis que par une faille à direction O 14 N les deux séries sont séparées des marnes et des calcaires de la série de Sonnebait.

Section II. Le sommet du Mont Sini (758 m) est formé par les dépôts néogènes mentionnés plus haut. Au nord de la colline ils sont séparés des roches mésozoïques de la série de Sonnebait par une faille



Section II.

Détail du montagne Sini.

- a. sédiments mésozoïques.
- b. sédiments néogènes.
- c. calcaires éocènes supérieurs.
- d. schistes cristallins.

qui se trouve dans le prolongement de la faille du profil I.

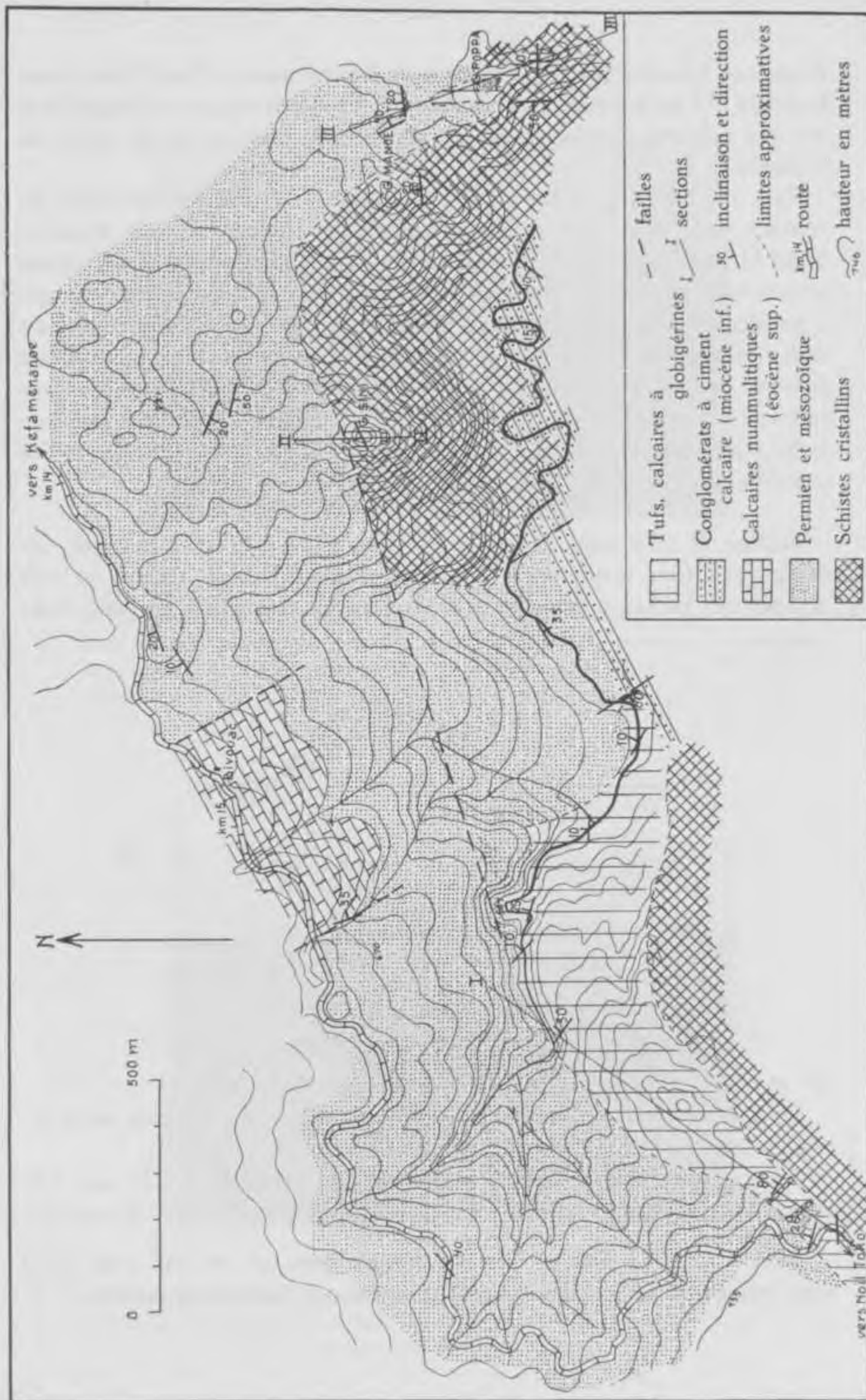
Au sud un petit lambeau de roches nummulitiques s'intercale entre les dépôts jeunes et les schistes cristallins.

Ces calcaires nummulitiques sont inclinés fortement vers le sud. Les conglomérats à ciment calcaire du miocène inférieur ne sont pas exposés.

Section III. Le sommet du G. Poppa (461 m) et son côté nord sont formés de roches mésozoïques couverts par endroits de lambeaux de

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION D'OËLOH.

CARTE 4.





dépôts néogènes: marnes molles et poreuses avec de la matière tuffogène, à inclinaisons variées. Ces mêmes dépôts flanquent le mont Poppa de son côté sud, en partie couvrant les roches mésozoïques mentionnées et les



Section III.

Le mont Poppa.

- a. sédiments mésozoïques.
- b. sédiments néogènes.
- c. schistes cristallins.

schistes cristallins plus au sud. Le contact de ces schistes avec les dépôts mésozoïques a une direction E 20 N.

A l'ouest du bivouac (voir carte 4) dans une zone d'une largeur d'à peu près 1 km, on rencontre des roches de l'éocène supérieur. Ces dépôts sont limités par des failles d'une direction N 20 O, qui les séparent des sédiments mésozoïques.

La faille à l'ouest de la zone se trouve plus ou moins dans le prolongement de la faille déjà mentionnée, qui dans le fleuve Oe-Oloh sépare les conglomérats à ciment calcaire des dépôts mésozoïques.

LA RÉGION DE KEFAMENANOE (CARTE 5).

Dans cette région la tectonique des dépôts néogènes à matière volcanique est caractérisée par des failles normales, des failles transversales et des plis.

A l'est de Kefamenanoe dans le N. Apalassi se trouve une faille normale à rejet d'environ 3 m.

A l'ouest, dans le N. Piaboke se trouve une faille transversale (Fig. 27). La direction du plan de faille est N 32 E, l'inclinaison 54° SE, tandis que le rejet horizontal est de 90 cm et le rejet vertical de 40 cm.

Plusieurs failles transversales se trouvent dans les collines au delà du Piaboke dans une série de roches néogènes formant sept collines, séparées l'une de l'autre par des dépressions et rangées en ligne faiblement concave vers le nord, et diminuant graduellement de hauteur en direction vers l'ouest (de 537 m à 519 m). Les roches sont inclinées de 10° à 30° vers le sud, les inclinaisons augmentent vers le nord. Elles sont escarpées brusquement vers une sorte de dépression au nord.

A plusieurs reprises, spécialement dans les collines de l'ouest, nous avons constaté que les dépôts néogènes sont séparés au nord des dépôts mésozoïques de la série de Sonnebait par des failles. Entre la première et

la seconde de ces collines (à compter depuis Kefamenanoe) deux failles ont un rejet horizontal total de 60 m et un rejet vertical d'environ 10 mètres; près de ces failles les roches sont fortement broyées.

Plus à l'ouest, quoique par endroits les roches montrent de pareilles



Fig. 27.

Faille transversale dans le N. Piaboke.

traces de broyage, les failles sont difficiles à constater à cause de la monotonie du sédiment.

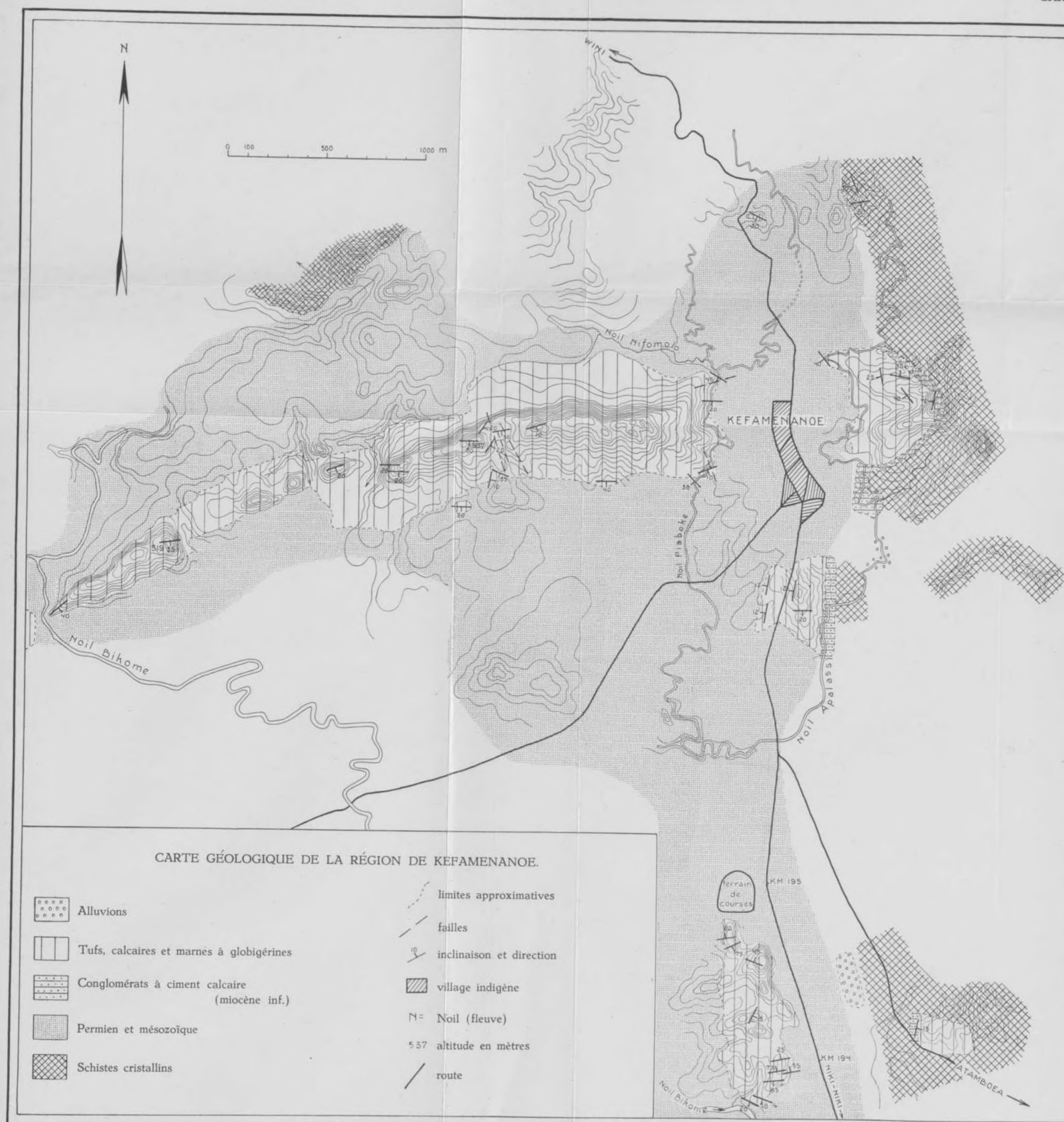
Au sud de Kefamenanoe à l'ouest de la route automobile aux environs



Fig. 28.

Plis dans les dépôts néogènes au sud de Kefamenanoe.

du poteau kilométrique 194, les mêmes dépôts néogènes sont plissés en plusieurs plis normaux (Fig. 28).



ANALYSE DES COUPES; CONDITIONS DE SÉDIMENTATION; MOUVEMENTS TECTONIQUES.

Dans ce chapitre, nous nous occuperons des mouvements tectoniques des dépôts néogènes de la région explorée en nous appuyant sur les coupes décrites ci-dessus.

Nous avons pu constater que l'évolution stratigraphique des dépôts néogènes dans le bassin et dehors a été très irrégulière. Dès lors il faut que les conditions bathymétriques aient été fort diverses. Cette sédimentation changeante cependant dépendait le plus souvent, surtout dans le bassin, de mouvements tectoniques, de sorte qu'il nous semblait peu pratique de traiter séparément des conditions de la sédimentation et des mouvements tectoniques.

Comme point de départ de nos considérations nous avons choisi le moment après les grands mouvements orogéniques qui ont produit des nappes dans les formations plus anciennes. Ce plissement eut lieu, d'après MOLENGRAAFF (21) et UMBGROVE (30) vers la fin de la période miocène. Dans les régions de Lalan-Assoe et de Booi TAPPENBECK (27) au contraire a constaté qu'en général les sédiments miocènes ne sont que légèrement plissés. Il en conclut que, lorsqu'on suppose un paroxysme dans le cours des plissements, il faut que celui-ci ait eu lieu pendant la période oligocène.

Durant et après la formation des structures alpines il y eut une période de dénudation pendant laquelle le détritit se pouvait se déposer avec les matériaux d'origine marine.

Concernant la distribution régionale des sédiments miocènes on peut remarquer que dans les régions de Lalan-Assoe et de Booi (27) et de Noil Toko (35) ceux-ci sont fort répandus. Dans la région d'Oe-Oloh et de Kefamenanoe j'en ai rencontré quelques exemples peu importants.

Dans les régions du Moetis et du Mollo, on n'a point trouvé de sédiments miocènes. Pas plus qu'au nord ni au sud de la partie explorée du bassin central, ni dans le bassin lui-même. Cela suppose deux possibilités:

1. Dans ces terrains il ne se formait pas de dépôts miocènes, puisque ces terrains étaient situés au-dessus du niveau de la mer.
2. Bien que les dépôts se formassent ils ont disparu par l'érosion.

Puisque dans le bassin on ne trouve pas de couches miocènes sous les couches de la zone I, l'érosion aurait déjà eu lieu au second cas avant que les couches de la zone I se fussent déposées sans laisser aucune trace. La première possibilité nous semble plus probable que la seconde. Il n'y a pas de roches indiquant une liaison directe entre les dépôts du bassin et ceux de Kefamenanoe.

Puisque dans lesdites régions il se trouve des calcaires à globigérines et des sédiments contenant de la matière d'origine volcanique, il faut alors supposer qu'au temps du plio-pléistocène le bassin et la région de Kefamenanoe étaient individuellement en communication avec la mer. Comme le témoigne la présence des minéraux lourds, le développement des calcaires à globigérines dans les deux régions eut lieu, non loin de la côte.

De temps en temps seulement la sédimentation normale fut interrompue par la déposition de matière volcanique. Après la déposition des roches à globigérines et des marnes contenant de la matière volcanique dans la région de Kefamenanoe il se fit un soulèvement au-dessus du niveau de la mer. Nous reviendrons encore aux mouvements tectoniques se produisant dans cette région (page 92).

Les dépôts de la zone I et II.

Les dépôts hors du bassin près de sa bordure.

Dans le bassin actuel ils se produisirent pendant le post-pliocène des mouvements du sol, par suite desquels le caractère de dépression s'accroissait, tandis que les terrains voisins au nord et au sud se mouvaient en sens opposé. Ce mouvement vertical montant et descendant s'est accompli selon deux failles, suivant l'axe longitudinale de l'île, par lesquelles le bassin plio-pléistocène fut séparé de son entourage.

Qu'on ait en effet, affaire à des failles, a été démontré par les contacts des roches plus anciennes en pente raide, exposés dans le N. Bidjeli, le N. Fatoe et le N. Aintainoe. Par la continuation de ces mouvements la mer reculait et cessa d'occuper la région du bord du bassin actuel (fig. 29 et 30) ¹⁾.

L'influence sur la sédimentation au nord et au sud des bords du bassin est importante. Nous avons déjà discuté ces dépôts dans le chapitre II. Par suite du soulèvement, la mer devient dans ces régions toujours moins

¹⁾ En ne pas dessinant les flèches et les plans des failles en direction verticale nous avons voulu indiquer l'existence d'une composante horizontale variable des mouvements. Il n'y a cependant pas lieu à les supposer exactement dans les directions dessinées.

profonde. Les dépôts sont souvent influencés par la situation locale et des changements de faciès se montrent bien des fois. Parfois des récifs calcaires viennent à reposer sur les dépôts de calcaires à globigérines; d'autre fois seulement des récifs calcaires se forment, tandis que par la communication avec la haute mer aussi des globigérines sont continuellement déposées.

Pour ces causes il est difficile de comparer entre eux les sédiments du

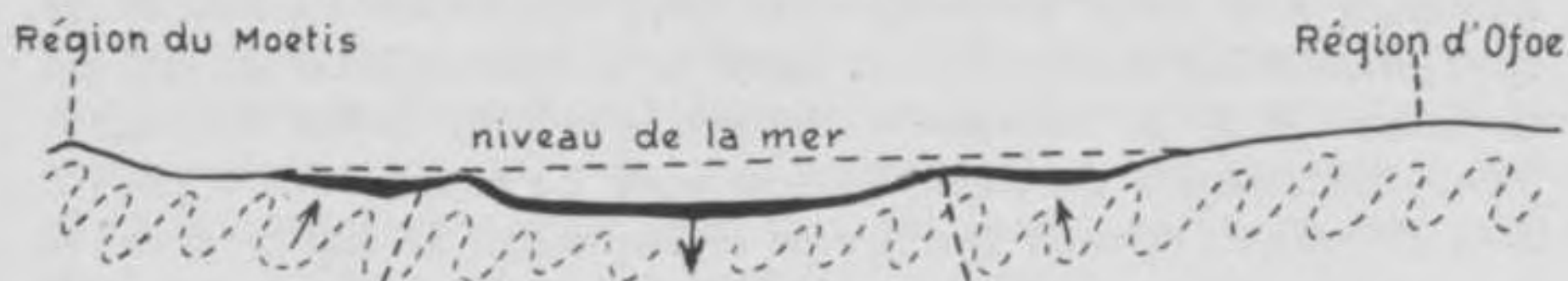


Fig. 29.

même âge hors du bassin ou de comparer ces sédiments avec ceux du bassin lui-même.

Parce que les récifs calcaires sont les dépôts les plus jeunes hors du

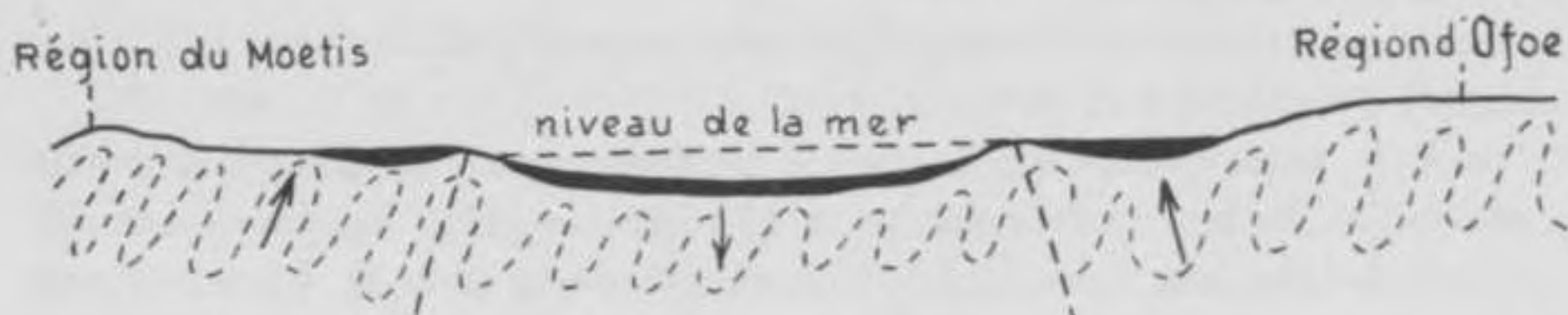


Fig. 30.

bassin nous en concluons qu'après la déposition de ces récifs ces parties de l'île surgirent au-dessus du niveau de la mer.

Comme nous le verrons plus loin nous considérons les dépôts plio-pléistocènes hors du bassin actuel comme du même âge que les sédiments les plus anciens affleurant dans le bassin.

Les dépôts dans le bassin.

La sédimentation continué de matériaux de la zone I a permis aux couches pendant la descente lente du bassin, d'acquérir une épaisseur considérable. Le remplissage s'effectue plus vite que l'affaissement et la mer devient de moins en moins profonde. Le changement de faciès est étroitement lié à l'exondation du sol au sud et au nord du bassin, parce que les produits de l'érosion de la région située au nord du bassin (petits

cailloux et du gravier fin de schistes cristallins) se cimentent avec de la carbonate de chaux, formant les conglomérats à éléments fins de la zone II.

Nous savons que cette alimentation de matériaux du nord a continué pendant un temps très prolongé et atteint la limite méridionale du bassin.

Dans le bassin, au bord septentrional, nous voyons dans la coupe du N. Sabaoe (Fig. 9) que les couches déposées en concordance de la zone II n'ont subi l'influence de failles que dans les couches les plus anciennes. Ces failles prouvent qu'au bord septentrional du bassin se sont produits des mouvements au début de la sédimentation des couches de la zone II. Ici ce mouvement constitue la première phase des mouvements de la région marginale septentrionale du bassin, tandis que par suite de ces mouvements le milieu de sédimentation devient de moins en moins profond. Dans le N. Bidjeli et le N. Sabaoe les dépôts de la zone II se caractérisent par une stratification entrecroisée, indiquant que les courants se déplacent constamment. Dans la région marginale au nord on ne rencontre pas de sédiments des zones III et IV couvrant ceux de la zone II. Il s'ensuit qu'à la fin du dépôt de ces derniers sédiments, il y a eu une nouvelle exondation: seconde phase des mouvements tectoniques de la région marginale.

Ces derniers mouvements produisirent une inclinaison vers le SE des couches des zones I et II.

Sauf le soulèvement de la partie septentrionale du bassin il y eut, comme j'ai pu le constater dans le N. Sabaoe (Fig. 9), localement de légères ondulations des couches supérieures de la zone II. Plus loin vers le sud de la rivière les couches les plus récentes se plissèrent par suite de glissements sous l'influence de la pesanteur le long d'un plan de stratification (Fig. 10).

Ce phénomène local s'est produit avant la formation des sédiments voisins de la zone III, parce que ceux-ci n'ont pas subi l'influence de ce plissement.

Dans le bassin au bord méridional les roches de la zone I ne se sont rencontrées que dans le N. Meokone. Par contre elles font défaut dans les fleuves N. Aintainoe, N. Fatoe, N. Bone et N. Boenoe, ce qui peut être expliqué en supposant que les sédiments transgressifs de la zone II ont une plus grande extension que les sédiments de la zone I et il est fort probable qu'au nord des coupes dans la zone II des dépôts de la zone I se trouvent dans le sous-sol. Alors on peut supposer qu'après l'érosion de la zone I dans la partie émergée, cette partie a été temporairement submergée partiellement.

Dans le N. Meokone, on observe un déplacement des couches de la

zone II selon une faille ondulée (Fig. 19). Dans le N. Aintainoe et le N. Bone (Fig. 13, 17) les couches de la zone II sont fortement redressées. Dans ces coupes les sédiments de la zone III et IV font défaut. Puisqu'au bord septentrional du bassin nous avons vu qu'après la déposition des couches de la zone II des mouvements ont eu lieu, l'absence des couches de la zone III et IV au sud du bassin s'explique peut-être le mieux par un procédé analogue, c'est-à-dire par des mouvements après la déposition de la zone II, qui ont aussi causé le redressement des couches dans le N. Aintainoe. Ces couches ont même été quelque peu renversées indiquant une composante horizontale du mouvement. Il est possible que les couches soient restées longtemps à peu près au niveau de la mer pendant la descente et la sédimentation des zones III et IV dans les parties plus centrales du bassin.

A cet égard la coupe du N. Bone (Fig. 17) est intéressante. Après le redressement des couches qui a eu lieu avant leur exondation définitive des courants creusèrent des chenaux dans les couches les plus molles de la zone II dans lesquelles une nouvelle sédimentation s'est effectuée après quoi des failles et des petits anticlinaux font preuve de mouvements renouvelés.

Le même cas se présente dans le N. Boenoe (Fig. 14).

Des couches de conglomérats fins de la zone II, fortement redressées, forment deux synclinaux, dont l'un n'est qu'imparfaitement développé. Dans le noyau se trouvent des argiles vertes et des brèches argileuses à fragments de roches plus anciennes. Par un examen sédimento-pétrographique nous avons pu prouver, que les argiles vertes appartiennent aux sédiments du bassin.

Comme dans le N. Bone il faut expliquer le phénomène en supposant que des courants d'une mer peu profonde, aient déposé des sédiments dans des chenaux d'érosion, formés après le redressement de la première phase.

Une faille en escalier est clairement visible dans une des couches. Dans le N. Fatoe (Fig. 16) nous voyons les roches de la zone II reposant en pseudo-concordance sur des roches à céphalopodes du triasique supérieur, tandis qu'à leur tour des couches de la zone III reposent en discordance sur les sédiments de la zone II, fournissant ainsi une nouvelle preuve de l'existence d'une phase de mouvements bien caractérisée avant le dépôt des sédiments de la zone III. Le fait que ces derniers dépôts sont redressés à leur tour, démontre l'existence d'une seconde phase.

Après les redressements des bords du bassin, par lequel la mer se

trouvait de plus en plus rétrécie, la coupe du bassin peut avoir eu la forme de la fig. 31.

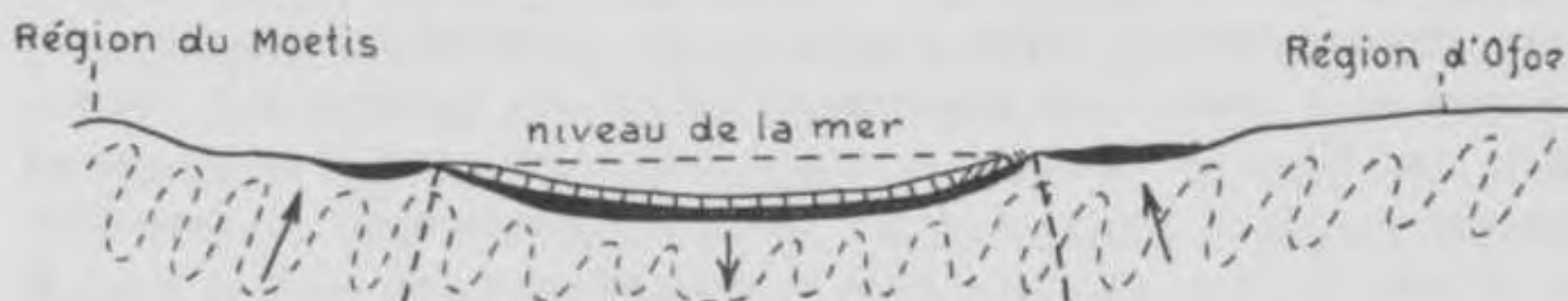


Fig. 31.

Les dépôts de la zone III.

Quoique les mouvements tectoniques fussent plus intenses pour les régions marginales que pour le centre du bassin, les conditions de sédimentation changeaient tout aussi bien dans cette dernière région. En général les dépôts ne s'y composent que d'argiles, de marnes argileuses et de couches minces conglomératiques peu cimentées. On y trouve de nombreux mollusques et toujours des globigérines.

La mer en devenant moins profonde produit de nombreux changements de faciès, de manière que des dépôts de profondeur variée se trouvent l'un à côté de l'autre. Dans le lit du N. Lakoe nous rencontrons même des dépôts semi-continentaux à fossiles d'eau saumâtre (*Telescopium*). Comme l'affaissement s'est fait d'une manière lente, les sédiments pouvaient atteindre une épaisseur considérable.

Les sédiments plus jeunes que ceux de la zone III manquent dans la partie NO de la région explorée, par conséquent il se produisit une exondation après cette époque. Considérant la concordance qu'il y a entre les sédiments des zones II et III, il faut admettre après leur sédimentation une exondation du bord septentrional du bassin, c'est la continuation de la seconde phase de mouvement que nous avons déjà notée. Par suite de cette exondation les couches se sont inclinées faiblement vers le SE, tandis qu'en même temps des terrasses de cailloutis se sont formées dans cette région.

Le soulèvement a produit des dislocations, causant de petites failles normales (Fig. 25). A la marge méridionale du bassin nous voyons dans les coupes (Fig. 14, 16) du N. Boenoe et du N. Fatoe que les sédiments de la zone III ont été déposés en discordance sur les roches de la zone II. Les contacts prouvent que l'inclinaison normale vers le nord des sédiments de la zone III s'est effectuée par des mouvements postérieurs à ceux qui ont soulevé les roches de la zone II.

Parce que le soulèvement du bord septentrional (après la sédimentation des roches de la zone III) surpassait celui du bord méridional, le bassin a perdu son aspect de cuvette symétrique, l'axe du bassin s'est déplacée vers le sud. Cette situation est indiquée schématiquement dans la figure 32.

Les dépôts de la zone IV.

La formation des marnes sablonneuses, des conglomérats et des calcaires coralliens, qui figurent comme principales roches caractéristiques de cette zone, a eu lieu sous des conditions littorales dans une mer peu profonde. Les couches atteignent une épaisseur totale considérable et n'ont qu'une inclinaison minime vers le SE. Nous avons déjà relevé les changements de faciès qu'on rencontre fréquemment dans cette zone. L'alter-



Fig. 32.

nance des différentes couches de roches sur une longue distance n'est nulle part constante. Dans la partie centrale du terrain les conditions de la sédimentation donnent lieu à la formation de marnes et de calcaires coralliens, tandis que pendant certaines périodes des couches de conglomérats (six au maximum) se formaient (Fig. 2). Vers le sud du bassin dans le lit du N. Lakoe on ne rencontre que des marnes et des argiles alternant avec des bancs de cailloutis (Fig. 6). A notre avis la présence de bancs de cailloutis et de conglomérats dans les autres couches de cette zone s'explique par un certain nombre de mouvements intermittents au temps de la sédimentation dans cette zone.

Parce qu'en bien des cas on a pu observer que les sédiments de la zone IV reposent en concordance sur les dépôts de la zone III, tandis qu'une discordance a été constatée aussi (Fig. 2) il faut supposer que par les mouvements des parties émergées aient alternées avec des parties submergées. L'inclinaison des dépôts de la zone III sur lesquels les roches de la zone IV se sont déposées, est très faible.

Un affleurement dans le coupe du N. Benain montre une légère

élévation de roches mésozoïques sur lesquelles reposent des calcaires coralliens de la zone IV. Dans les séries supérieures de la partie centrale du bassin, les couches de la zone IV se caractérisent par des bancs à huîtres, alternant avec des conglomérats et des calcaires coralliens. Ils annoncent l'émergence définitive du bassin. Cette dernière situation est reproduite schématiquement dans la fig. 33.

Les phases de mouvements décrites ci-dessus n'ont eu, en partie, qu'une importance locale. Nous avons rencontré dans quelques parties du bord sud du bassin — situées hors de la région dont nous nous sommes occupés en détail — des conditions de sédimentation différentes. Nous avons, par exemple, constaté une sédimentation des zones III et IV dans la région marginale du bassin aux environs de Niki-Niki près de la route de Niki-Niki à Kefamenanoe.

Un autre exemple nous est fourni dans le N. Meokone où, à un certain point, des dépôts de la zone II ne sont pas si redressés comme c'est le cas



Fig. 33¹).

ailleurs. Un dernier exemple nous fournissent les dépôts de la zone IV du même fleuve, reposant en discordance directement sur les roches mésozoïques.

La région de Kefamenanoe.

Les dépôts néogènes forment à l'ouest de Kefamenanoe une longue rangée de collines caractérisée par des failles transversales à mouvement horizontal, perpendiculaire à l'alignement des collines qui se trouvent ainsi divisées en sept blocs, déplacés les uns à l'égard des autres en sens plus ou moins horizontal.

Les failles selon lesquelles ces déplacements ont eu lieu sont toutes plus ou moins dans le sens N 30 O, tandis que l'alignement des collines est perpendiculaire à cette direction, de sorte que ni allongement ni raccour-

¹) Pas à la même échelle que les figures précédentes.

cissement de quelque importance n'ont eu lieu pendant les déplacements. Il paraît que le bord nord des collines aussi est délimité par des failles, cette fois longitudinales. Le bord lui-même est formé par une terminaison abrupte des dépôts néogènes, tandis qu'au nord les formations mésozoïques affleurent, l'inclinaison uniforme des couches néogènes étant vers le sud. Des dépôts analogues au sud de Kefamenanoe ont réagi à la pression en se plissant. Vu l'âge probablement plio-pléistocène des sédiments ces mouvements doivent être très jeunes.

La région d'Oe-Oloh.

La tectonique post-oligocène de cette région est caractérisée par des failles longitudinales et transversales. Une faille longitudinale se trouve au nord du G. Sini, en sens E 15 N, au nord de laquelle on ne trouve pas de dépôts plus récents. Comme on ne connaît pas l'âge des calcaires et des marnes tuffogènes avec certitude, bien qu'ils puissent être considérés comme étant du post-miocène inférieur, on peut seulement constater que les failles doivent être postérieures à cette époque.

A l'ouest du bivouac (voir la carte) se trouvent des failles transversales d'une direction N 20 O.

CONCLUSIONS.

Une explication de la genèse du bassin central de Timor a été donnée par MOLENGRAAFF (20, 21). Il suppose ¹⁾ que pendant le pliocène des calcaires à globigérines se sont formés dans une mer très étendue, loin d'une côte.

Déjà pendant — ou très peu après — cette époque, des bassins se formaient par des mouvements du sol. Des flexures considérables d'une extension horizontale forment les bords des bassins. Elles ont causé le retroussement brusque des couches pliocènes près de leur bord. Pendant leur formation les bassins restaient à peu près comblés de sédiments par l'abaissement lent du fond, la mer n'atteignant jamais une grande profondeur.

Au centre du bassin l'épaisseur des couches pliocènes est très grande. Dans leurs parties supérieures les couches à globigérines changent de caractère et des éléments terrigènes apparaissent.

Des formations littorales (conglomérats, bancs à huîtres, récifs coralliens) couvrent conformément ces dépôts pliocènes; leur épaisseur considérable mène à la conclusion que leur dépôt se fit pendant une période prolongée d'abaissement lent, qui a duré du pliocène jusqu'au début du pléistocène. D'après MOLENGRAAFF ces dernières formations ne sont pas limitées aux bassins: en partie elles transgressent avec un conglomérat de base sur les bords du bassin. Par conséquent on les trouve aussi en discordance sur les dépôts à globigérines redressés ²⁾.

¹⁾ Nous suivons ici MOLENGRAAFF selon le texte de la publication de 1913 (21), les publications antérieures différant de celle-ci en quelques détails.

²⁾ Littéralement en anglais „in parts of middle Timor they (c'est à dire les récifs, etc.) spread over a great area and overlap the older formations, from which they are often separated by a well developed, coarse, basal conglomerate. Consequently they are also found resting unconformably upon the globigerina deposits where the latter are locally tilted at the edges of the troughs". Le texte étant le même que celui de 1912 en anglais, le texte hollandais de cette dernière publication (20) en diffère tant soit peu. En comparant les deux textes on constate qu'il y a une certaine ambiguïté quant à la certitude d'une transgression de récifs coralliens sur les calcaires à globigérines redressés au bord du bassin. Du texte hollandais (page 125, ligne 15 d'en haut) on est tenté de conclure que cette discordance a été constatée dans le terrain, tandis qu'on pourrait conclure du texte anglais que c'est là une opinion basée sur d'autres observations (p. 227, ligne 13 d'en bas). Ce dernier texte se retrouve dans la publication de 1913.

Nous n'avons pas pu constater dans notre terrain la discordance entre les récifs coralliens et les marnes et les calcaires à globigérines. Il est regrettable que les données publiées par MOLENGRAAFF, sans sections ni indications de localités, ne nous aient pas permis de retrouver les localités qui forment la base de ses conclusions.

Quant à l'âge des récifs, VERBEEK (30a) supposait que les récifs calcaires dans le bassin de Talau sont d'âge différent. À mesure que les récifs calcaires sont plus âgés, ils se trouvent à des niveaux plus élevés. Les calcaires les plus élevés seraient d'âge miocène, les plus bas d'âge pliocène.

MOLENGRAAFF (20) croit qu'il se pourrait que certains récifs en dehors du bassin fussent d'âge différent (21); plus tard se basant sur des données paléontologiques fournies par R. J. SCHUBERT il constate que les récifs soulevés à l'intérieur et hors du bassin ont tous été formés directement avant le début de la dernière période de soulèvement de l'île de Timor et qu'ils sont du même âge pliocène ou pléistocène inférieure.

TAPPENBECK (27) a prouvé que dans les régions Lalan Assoe et Booi les récifs calcaires, qu'on a considéré comme appartenant au pliocène-quadernaire appartiennent au miocène inférieure, et il tient compte avec la possibilité qu'aussi dans d'autres régions des récifs calcaires et marnes tuffogènes pourrait être d'âge miocène inférieure.

Nous fixons l'attention sur le fait que BROUWER (5) a montré que les récifs, qui se forment pendant un soulèvement rapide sont minces et disparaissent vite par l'érosion tandis qu'on ne rencontre dans le terrain surtout des récifs qui pendant un abaissement lent sont devenus épais et qui n'ont pas encore disparu par l'érosion.

Quant aux roches blanches qui ont été désignées par le nom de marnes à globigérines et qui ont été considérées comme étant toutes du même âge à cause de leur ressemblance dans le terrain, les explorations récentes ont accru beaucoup nos connaissances à leur égard et ont démontré qu'elles contiennent généralement un grand pourcentage de matière d'origine volcanique, et que leur âge varie beaucoup.

Du fait que l'exploration dans notre terrain ne s'occupe que d'une partie du bassin, on ne saurait s'attendre à ce que nous donnions une solution définitive de la genèse du bassin entier. Cependant les données recueillies suffiront pour en donner une explication en accord avec l'ensemble de nos observations.

Nous avons pu constater que les zones supérieures (III et IV) du bassin ont une étendue plus petite que les zones inférieures (I et II) ce qui prouve que le bassin est devenu plus étroit pendant son évolution.

Les sédiments de la zone I qu'on trouve aussi bien dans la zone marginale que hors du bassin, n'ont été trouvés nulle part en communication directe. Cette discontinuité trouve une explication naturelle quand on suppose une région intermédiaire émergée qui, dans la suite, a subsisté au-dessus du niveau de la mer pendant la sédimentation des zones II, III et IV dans le bassin. Par suite d'un abaissement temporaire de cette région intermédiaire émergée nous voyons transgresser dans la zone marginale sud les roches de la zone II sur celles de la zone I que nous supposons dans le sous-sol.

Au nord nous ne retrouvons pas ce phénomène ce qu'on peut expliquer par un soulèvement plus régulier qu'au sud. Il n'est pas exclus qu'en certains endroits il y a eu une transgression pareille, mais nous n'en retrouvons pas de vestiges, le tout ayant déjà été complètement érodé.

Nous supposons aussi un changement de faciès assez rapide dans les parties supérieures de la zone I, illustré par la continuation de la sédimentation de calcaires et de marnes à globigérines dans le bassin et la formation de récifs coralliens hors du bassin en localités propices à leur croissance. Nous nous représentons donc que la formation du bassin a été causé par un mouvement temporaire de géosynclinal secondaire en combinaison avec le mouvement ascendant de l'île entière commençant dans les parties qui bordent le bassin et embrassant bien vite l'île tout entière. Ce mouvement ascendant et la compression ont eu lieu en étapes, de manière que les roches de la zone III ont été moins redressées que celles de la zone II et qu'elles reposent par conséquence en discordance sur ces dernières.

Ces phénomènes nous présentent une image nette de soulèvement et ils nous tentent de mettre au premier plan les mouvements verticaux. Quoiqu'on en est réduit à la tectonique de détail pour avoir des indications sur la direction des mouvements, les failles transversales en échelon dans le N. Sabaoe et le N. Bidjeli (voir page 71), la position renversée des couches dans certaines parties du bord sud du bassin (page 72) et les failles transversales avec déplacement horizontal de Kefamenanoe (page 92) sont autant d'indices de mouvements horizontaux en combinaison avec les mouvements verticaux. On ne saurait cependant rien établir au sujet du vrai déplacement horizontal de ces mouvements, parce qu'on ne mesure, même en des cas favorables, que les déplacements relatifs. Pour une des évolutions possibles nous renvoyons à BROUWER (5, pag. 66) qui en donne des croquis de quatre phases.

LISTE DES OUVRAGES CITÉS.

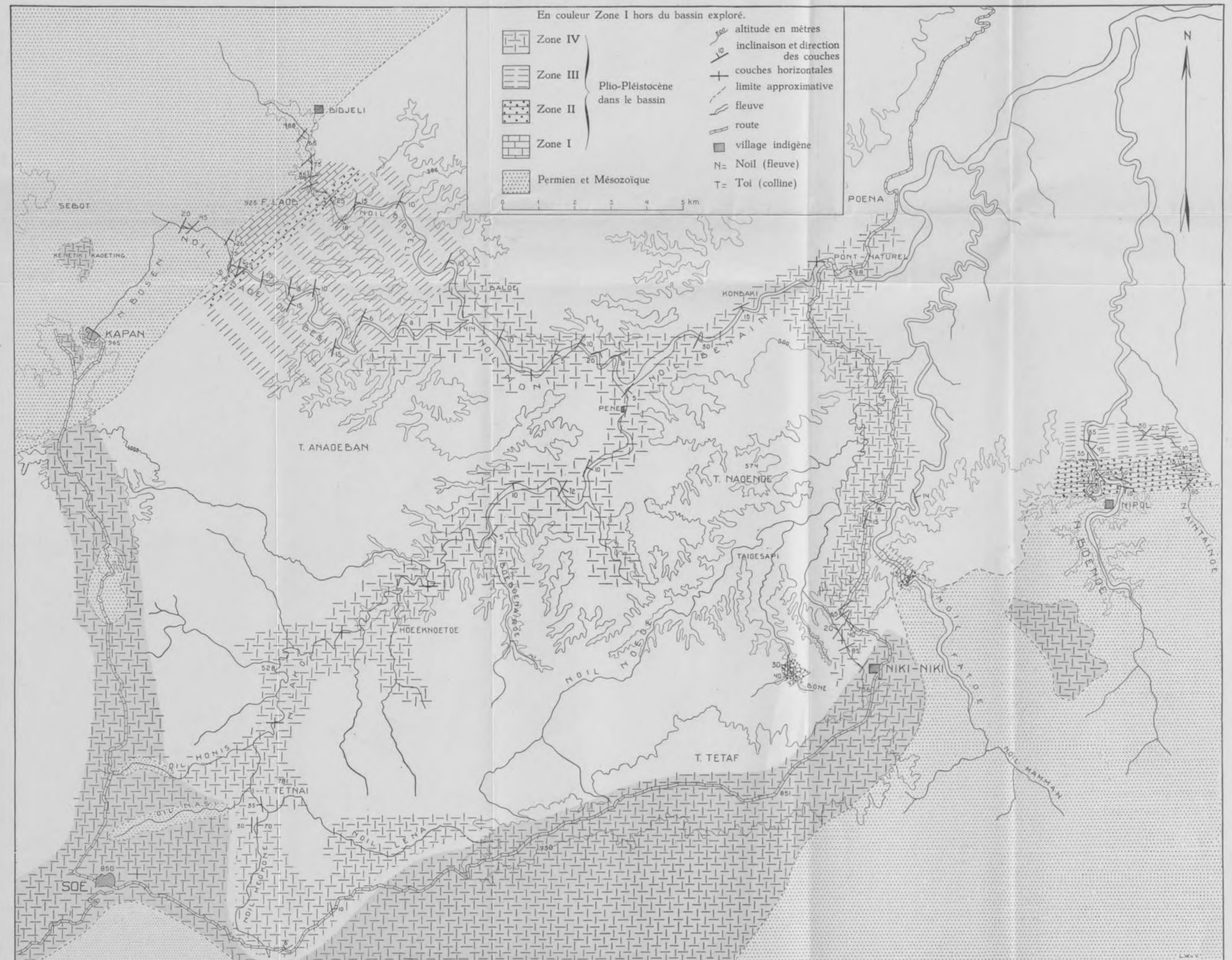
1. BAAK, J. A., Regional Petrology of the Southern North Sea. Diss. Wageningen, 1936.
2. BROUWER, H. A., On the Crustal Movements in the region of the curving rows of Islands in the Eastern part of the East-Indian Archipelago. Proc. Kon. Akad. v. Wetenschappen, Amsterdam, Vol. XXII, p. 772—782, 1917.
3. ———, On Reefcaps. Proc. Kon. Akad. v. Wetenschappen, Amsterdam, Vol. XXI, p. 816—826, 1918.
4. ———, Geologische onderzoekingen op het eiland Rotti. Jaarb. Mijnw. Vol. III, p. 35—106, 1920.
5. ———, The Geology of the Netherlands East-Indies. The Macmillan Cy, New York, 1925.
6. ———, Exploration in the Lesser Sunda Islands. Geogr. Journ., Vol. XCIV, no. 1, p. 1—9, 1939.
7. BURCK, H., Overzicht van de onderzoekingen der 2e Nederl. Timor expeditie. Jaarb. Mijnw. p. 7—54, Vol. IV, 1923.
8. CAYEUX, L., La Craie du Nord de la France et la Boue à Globigérines. Ann. Soc. géol. Nord, XIX, 1891.
9. CROMMELIN, R. D., De Herkomst van het zand van de Wadden Zee. Tijdschr. Kon. Ned. Aandr. Gen. (2), Vol. 57, p. 347—361, 1940.
10. EDELMAN, C. H., Petrologische Provincies in het Nederlandsche Kwartair. Diss. Amsterdam, 1933.
11. ———, On the recognition of volcanic material in sedimentary rocks by means of heavy mineral investigation. Proc. Kon. Akad. v. Wetenschappen, Amsterdam, Vol. XXXIV, no. 3, 1931.
12. EDELMAN, C. H. et DOEGLAS, D. J., Reliktstrukturen detritischer Pyroxene und Amphibole. Min. u. Petr. Mitt., Vol. 42, p. 482, 1932.
13. ———, Bijdrage tot de petrologie van het Nederlandsche Tertiair. Verh. Geol. Mijnb. Gen. voor Ned. en Kol. Geol. Ser., Vol. X, No. 1, p. 1, 1933.
14. ———, Ueber Umwandlungerscheinungen an detritischen Staurolith und anderen Mineralen. Min. u. Petr. Mitt., Vol. 45, 1933.
15. FELIX, J., Jungtertiäre und quartäre Anthozoën von Timor und Obi I et II. Paläontologie von Timor II et XIII, p. 6 en 2, 1915 et 1920.
16. FISCHER, P. J., Beitrag zur Kenntnis der Pliozänfauna der Molukkeninseln Seran und Obi. Paläont. v. Timor, 15, 1927.
17. 'T HOEN, C. et ES, L. J. C. VAN, De Opsporingen naar Delfstoffen op het eiland Timor. Jaarb. Mijnw. 1925, Verh. p. 1—80, 1926.
18. KOPERBERG, E. J., Jungtertiäre und quartäre Mollusken von Timor. Jaarb. Mijnw., Ned.-Indië, Verh. 1, 1930.
19. MARTIN, K., Die Kei-Inseln und ihr Verhältnis zur australisch-asiatischen Grenzlinie, zugleich ein Beitrag zur Geologie von Timor und Celebes. Tijdschr. Kon. Ned. Aandr. Gen., (2), 7, p. 241—280, 1890.

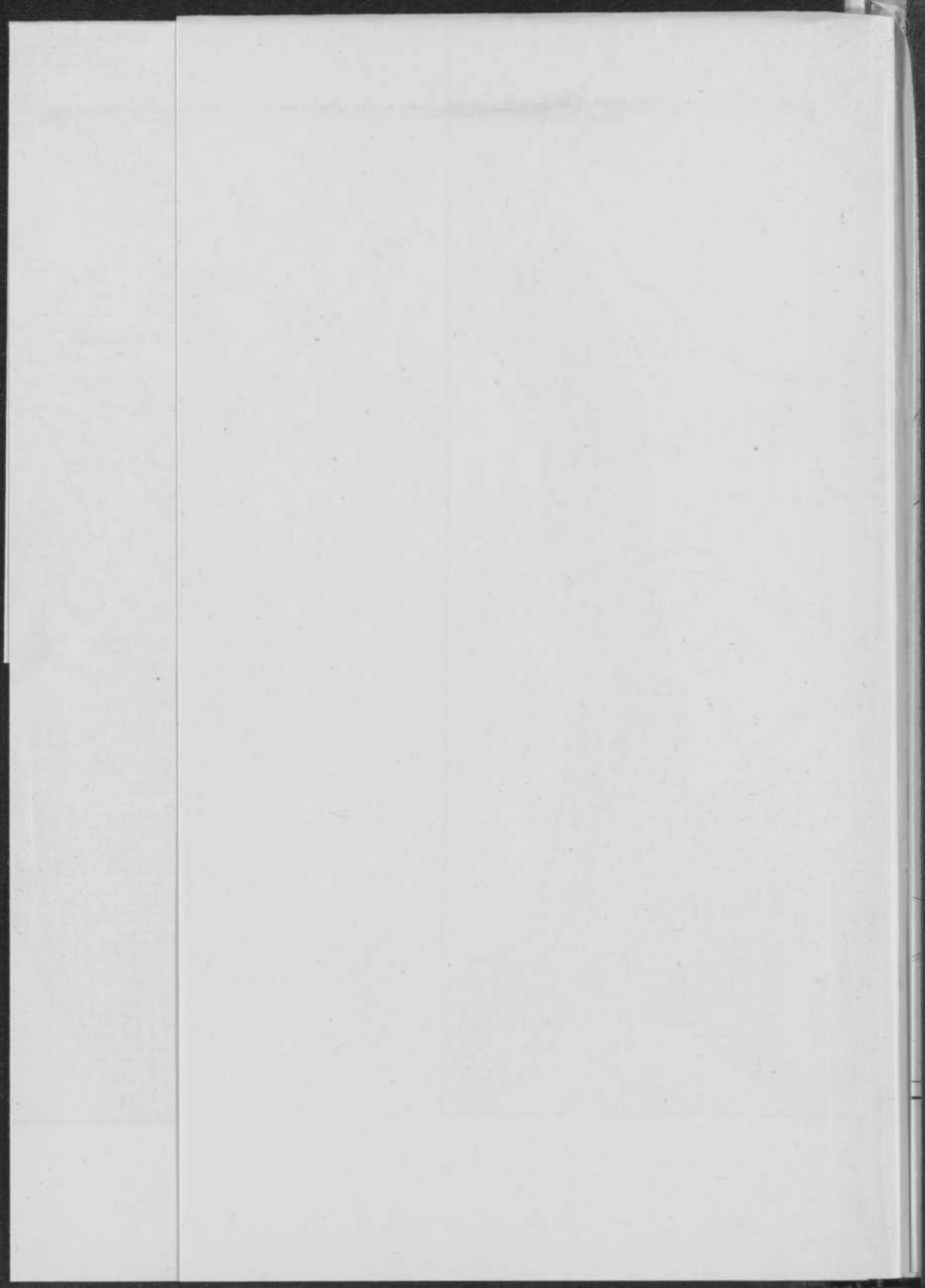
20. MOLENGRAAFF, G. A. F., De jongste bodembewegingen op het eiland Timor en hunne beteekenis voor de geologische geschiedenis van den O.-I. Archipel. Kon. Akad. v. Wetenschappen, Amsterdam, Verslag Gew. Verg. afd. Nat. Vol. XXI, p. 121—133, 1912.
- , On recent crustal movements in the Island of Timor and their bearing on the Geological history of the East-Indian Archipelago. Proc. Kon. Akad. v. Wetenschappen, Amsterdam, Proc. Meeting June 28, 1912.
21. ———, Folded Mountain Chains, Overthrust Sheets and Block-Faulted Mountains in the East Indian Archipelago. XII, Congr. intern. Géol. Toronto, p. 689—702, 1913.
22. ROEVER, W. P. DE, Geological Investigations in the Southwestern Moëtis Region. (Netherlands Timor.) Geol. Exp. to the Lesser Sunda Islands under leadership of H. A. BROUWER. Amsterdam, Vol. 2, 1940.
23. ROST, M., Zur Geologie und Paläogeographie des Leipziger Tertiärs. Jahrb. des Halleschen Verb. f. die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze u. ihrer Verwertung. Vol. 12, 1933.
24. RUTTEN, L., Voordrachten over de geologie van Ned. Oost-Indië. Den Haag, 1927.
25. SIMONS, A. L., Geological investigations in N. E. Netherlands Timor. Geol. Exp. to the Lesser Sunda Islands under leadership of H. A. BROUWER. Amsterdam, Vol. 1, 1940.
26. TAN SIN HOK, Over de samenstelling en het ontstaan van krijt- en mergelgesteenten van de Molukken. 's-Gravenhage, Alg. Landsdrukkerij, 1927.
27. TAPPENBECK, D., Geologie des Mollogebirges und einiger benachbarter Gebiete (Niederländisch Timor). Geol. Exp. to the Lesser Sunda Islands under leadership of H. A. BROUWER, Amsterdam, Vol. 1, 1940.
28. TERCIER, J., Dépôts marins actuels et séries géologiques. Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 32, p. 47—98, 1939.
29. TESCH, P., Jungtertiäre und quartäre Mollusken von Timor. Paläontol. v. Timor, Vol. V, 1915.
30. UMBGROVE, J. H. F., Geol. History of the East Indies. Bull. Am. Ass. Petr. geol. 22, Tulsa, p. 1—70, 1938.
- 30a. VERBEEK, R. D. M., Molukkenverslag. Geologische verkenningstochten in het oostelijke gedeelte van den Ned. O.-I. Archipel. Jaarb. v. h. Mijnwezen, Vol. XXXVII, 1908.
31. VLERK, I. M. VAN DER, Caenozoic Amphineura, Gastropoda, Lamellibranchiata, Scaphopoda. Leidsche Geol. Meded., V, p. 206—296, 1931.
32. VOORTHUYZEN, J. H. VAN, Geologische Untersuchungen im Distrikt Amfoan (Nord-West Timor). Geol. Exp. to the Lesser Sunda Islands under leadership of H. A. BROUWER. Amsterdam, Vol. 2, 1940.
33. WALTHER, J., Einleitung in die Geologie. Imp. G. Fischer, Jena, Vol. 3, 1894.
34. WANNER, J., Geologie von Westtimor. Geol. Rundschau, Bd. IV, 2, p. 136—150, 1913.
35. WEST, F. P. VAN, Geological Investigations in the Miomaffo Region (Netherlands Timor). Diss. Amsterdam, 1941.

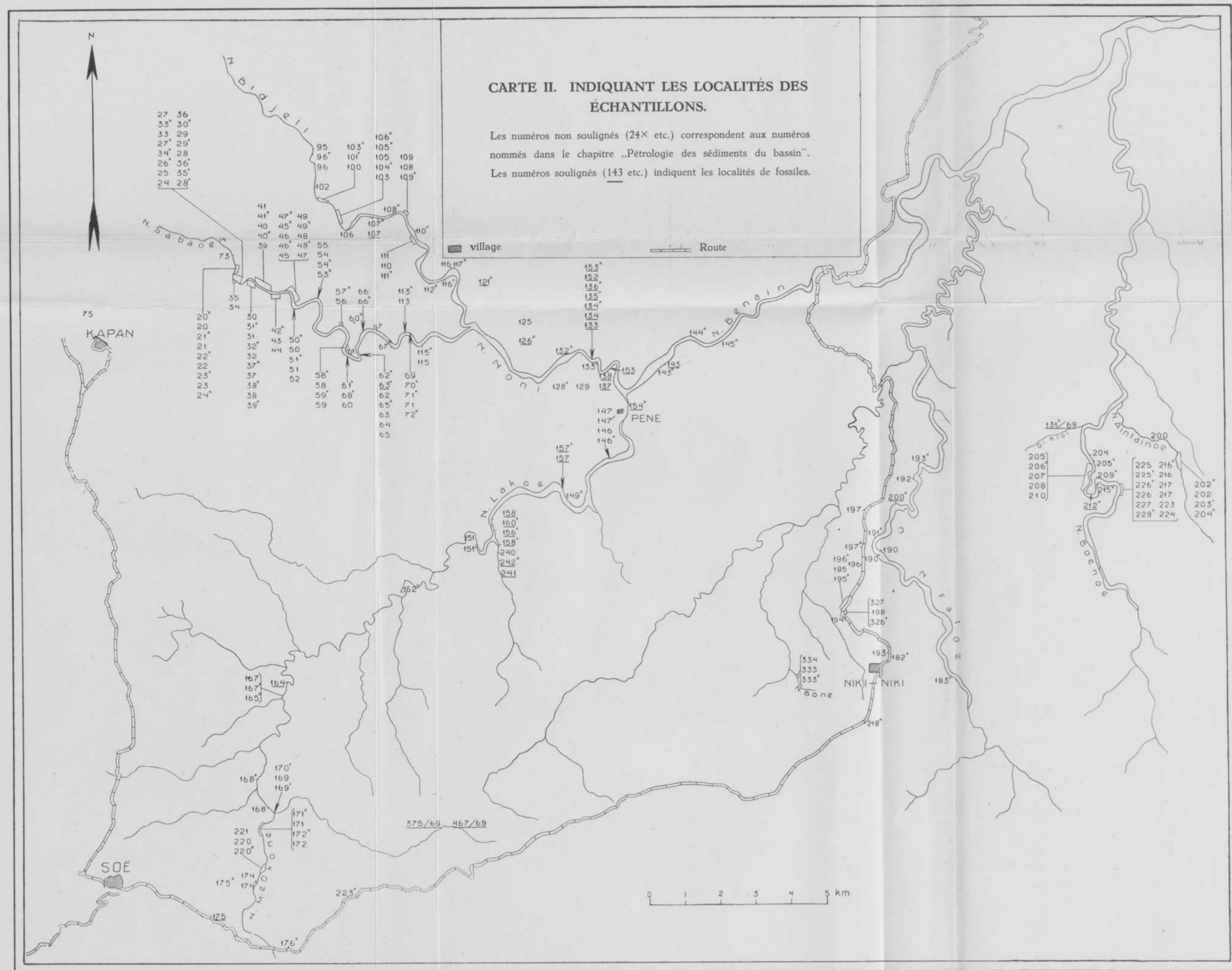
CARTE GÉOLOGIQUE D'UNE PARTIE DU BASSIN CENTRAL DE TIMOR.

Levée par D. L. DE BRUYNE, 1937.

CARTE 1.







THE UNIVERSITY OF CHICAGO
LIBRARY

1000
1000

1000
1000

1000
1000

1000
1000

1000
1000

1000
1000

1000
1000

1000
1000

1000
1000

1000
1000



STELLINGEN

I.

De verklaring van USSING voor het ontstaan der bandstructuren in de alkaligesteenten van Julianahaab (Groenland) verdient de voorkeur boven die van WEGMANN.

N. V. USSING, Geology of the country around Julianahaab, Greenland. Meddelelser om Grønland, 1912.

C. E. WEGMANN, Geological investigations in southern Greenland. Meddelelser om Grønland, Bd. 113, no. 2, 1938.

II.

Het begrip idio-geosynclinale is overbodig.

J. H. F. UMBGROVE, Verschillende typen van tertiaire geosynclinalen in den Indischen Archipel. Leidsche Geol. Med. D. VI, 1934.

III.

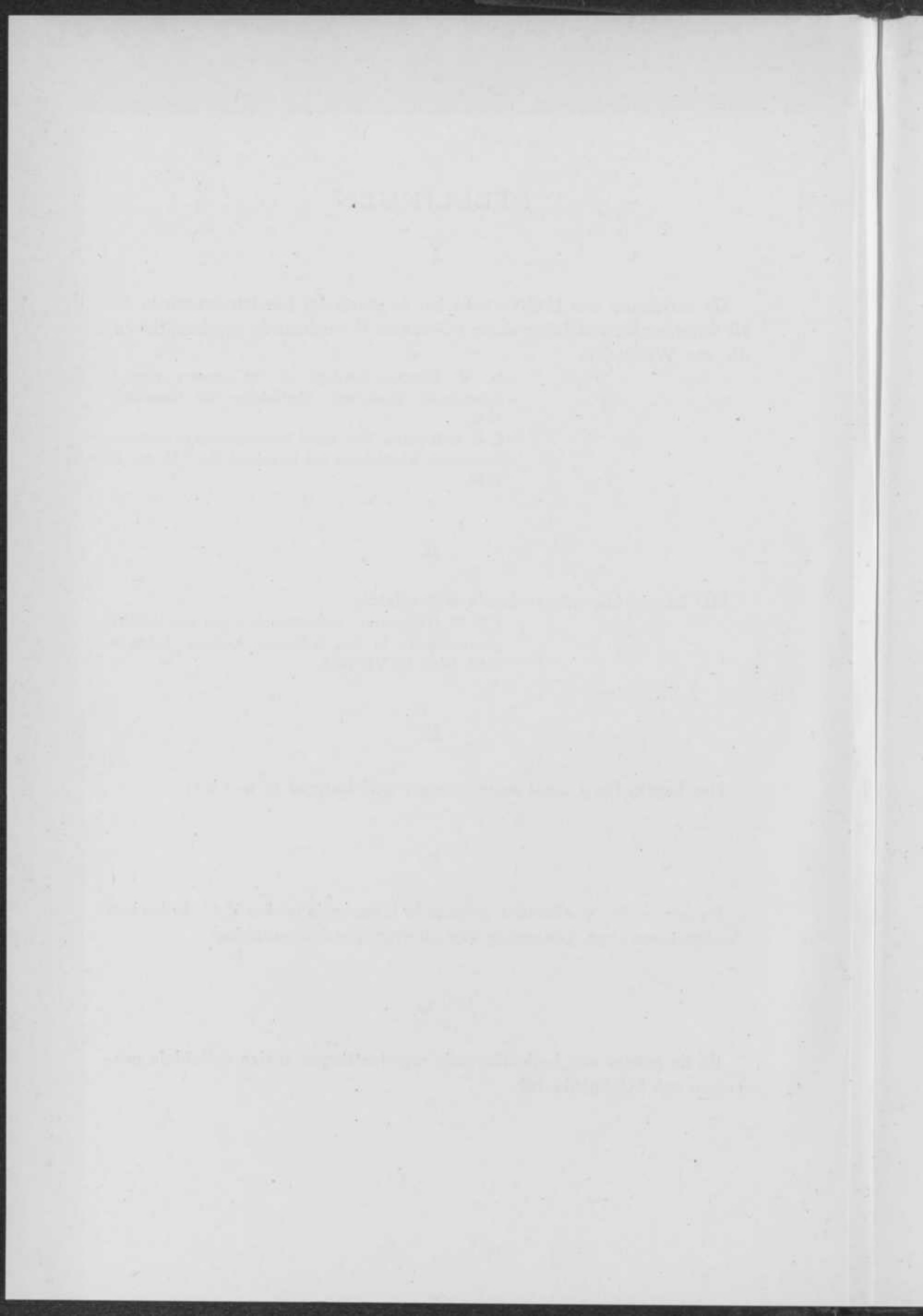
Het begrip fjord dient nauwkeuriger gedefinieerd te worden.

IV.

De zeer sterk op elkander gelijkende tufmergels in den Z.O. Indischen Archipel omvatten gesteenten van uiteenlopenden ouderdom.

V.

Bij de genese van hydrothermale ertsafzettingen spelen colloïdale processen een belangrijke rol.



VI.

Een gelijke ouderdom der rifkalken buiten het eigenlijke bekken van Timor en de rifkalken in het bekken is onbewezen en onwaarschijnlijk.

VII.

Bij de genese van liquid-magmatische ertsafzettingen spelen min of meer hydrothermale processen een belangrijke rol.

VIII.

Het voorkomen van topaas en toermalijn samen met cassiteriet bewijst niet, dat dit laatste mineraal pneumatolytisch ontstaan is, zooals DAUBRÉE en VOGT veronderstellen.

J. H. L. VOGT, *Magmas and Igneous ore deposits* Econ. Geol. Vol. XXI, 1926.

M. A. DAUBRÉE, *Recherches sur la production artificielle de quelques espèces minérales cristallines particulièrement de l'oxyde d'étain, de l'oxyde de titane et du quartz.* Ann. des Mines Vol. XVI, no. 4, 1849.

IX.

De meening van HOLWERDA, dat ten tijde van CAESAR aan den oostelijken kanaaloever een wadformatie en eilanden in het Nauw van Calais aanwezig waren, is onjuist, zoodat daaruit geen conclusies omtrent duinvorming mogen worden getrokken.

J. H. HOLWERDA, *Die Katastrophe an unseren Meeresküste im 9. Jahrhundert.* Int. Arch. für Ethnographie, Leiden Bd. XXXI, 1930.

X.

Het is gewenscht een titel te verleenen aan hen, die het doctoraal examen in de Wis- en Natuurkunde hebben afgelegd.









