

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

VOLUME XIV

LIVRE A LA MEMOIRE
DU DOCTEUR MICHEL LUCIUS

OUVRAGE MIS AU POINT PAR J. BINTZ

LUXEMBOURG 1964
SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

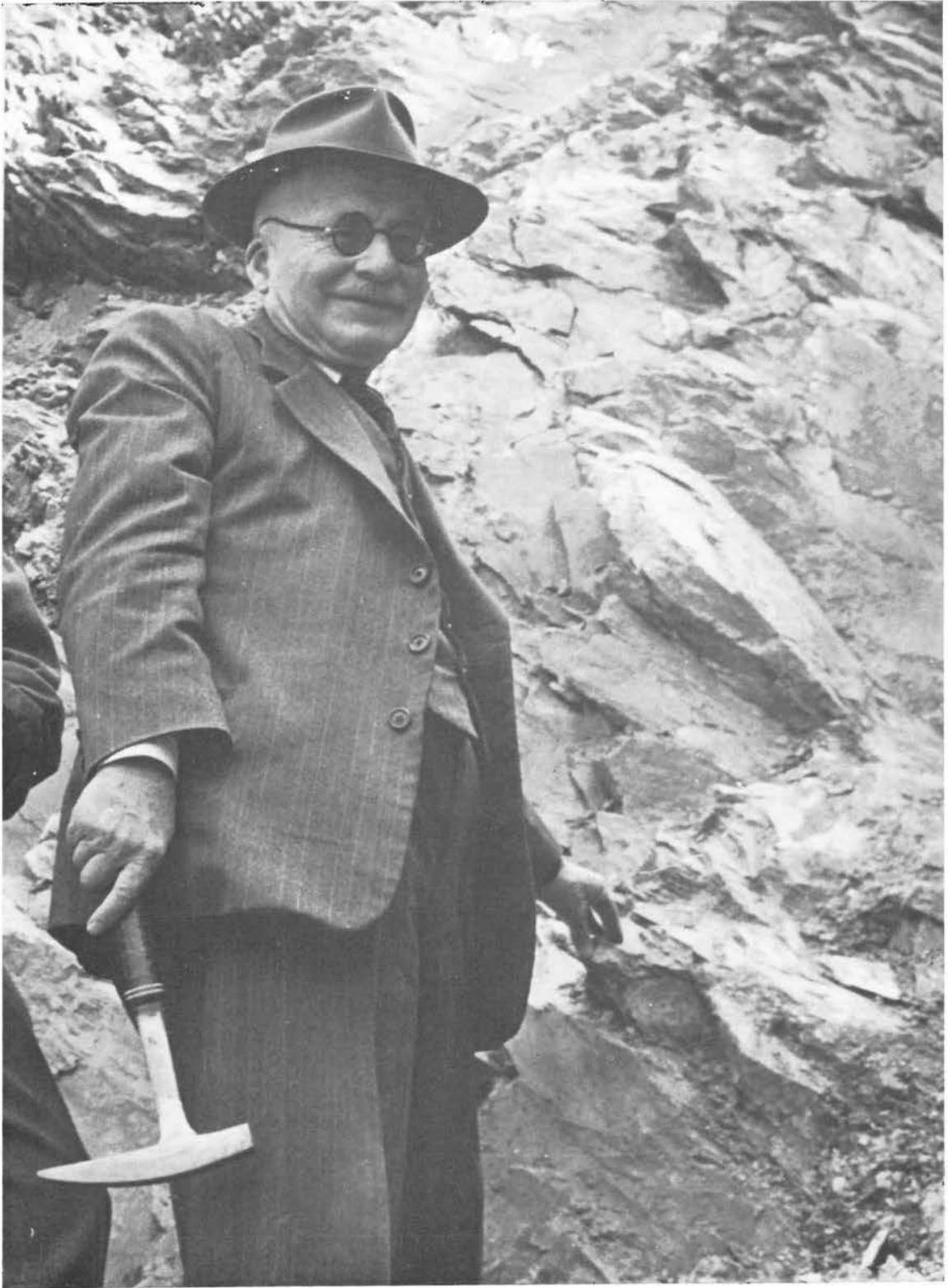
PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

VOLUME XIV

LIVRE A LA MEMOIRE
DU DOCTEUR MICHEL LUCIUS

OUVRAGE MIS AU POINT PAR J. BINTZ

LUXEMBOURG 1964
SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG



Amherst

Livre à la Mémoire du Docteur Michel Lucius

avec la collaboration de :

BAKKER J.P., professeur et LEVELT Th.W.M., assistant à l'Université d'Amsterdam

BINTZ J., ing. géologue, Service géologique de Luxembourg

BOESCH H., professeur à l'Université de Zürich

CALEMBERT L., professeur à l'Université de Liège

FOURMARIER P., professeur émérité de l'Université de Liège

HEUERTZ M., professeur, Conservateur du Musée d'histoire naturelle, Luxembourg

JUNGERIUS P.D., assistant à l'Université d'Amsterdam

KNEUPER G., géologue, Service géologique, Saarbergwerke A.G., Saarbrücken

MAUBEUGE L., géologue-conseil, Saint Max (Nancy)

MITCHELL-THOME, géologue-conseil, Luxembourg

MULLER A., assistant à l'Université d'Aix-la-Chapelle

MURAWSKI H., professeur à l'Université de Cologne

RODE K., professeur à l'Université d'Aix-la-Chapelle

ROUBAULT M., Directeur de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée à Nancy

SCHÖNENBERG R., prof. et EINSELE G., chargé de cours, à l'Université de Tübingen

Ouvrage mis au point par J. BINTZ

Luxembourg 1963

SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

Avant-propos

Nous n'avons pas l'intention de faire par ce recueil l'éloge funèbre de Michel LUCIUS, car personne n'est plus vivant que lui,

vivant par son œuvre, sa carte géologique détaillée du Grand-Duché, le service géologique qu'il a fondé et qui ne cesse de rendre les plus grands services au pays ;

vivant dans la mémoire des adeptes luxembourgeois de la géologie et surtout des innombrables étudiants étrangers, qui sur son initiation ont découvert la terre luxembourgeoise. Dans le portrait reproduit de M. LUCIUS ils trouveront le reflet fidèle de ces randonnées inoubliables, où ce petit vieillard, qui étonnait par sa vitalité, son esprit espiègle et surtout par son savoir, les guidait si astucieusement. D'ailleurs, c'était à la veille d'une excursion que Michel LUCIUS a dû nous quitter ;

vivant enfin dans les témoignages géologiques réunis dans ce recueil impressionnant. Malheureusement nous n'avons été les témoins que d'un court intervalle de la vie prestigieusement riche de M. LUCIUS ; le cercle des personnalités géologiques, que nous lui avons connu et que nous avons pu contacter, ne donnera donc qu'une image incomplète de ses relations. Nous nous excusons auprès de ceux que nous avons oubliés involontairement.

Que l'ampleur de l'hommage rendu contribue à suggérer, par ces pages, la présence sereine du grand géologue luxembourgeois, le regretté Michel LUCIUS.

A. MULLER

J. BINTZ

Préface

Comme les généraux vainqueurs M. LUCIUS était maintenu dans ses fonctions sans limite d'âge, pour le grand bien du pays, surtout au moment où celui-ci s'apprêtait à construire, après le barrage d'Esch-sur-Sûre, ceux de l'Our et de la Sûre inférieure et à moderniser le réseau de ses grandes routes.

Ainsi qu'il le disait à l'occasion de son 75^e anniversaire, M. LUCIUS voyait dans le travail le but le plus noble de l'existence. Et pour lui le travail était une fontaine de jouvence. Plein de vie et plein de force, il accomplissait avec aisance et sa maîtrise bien connue les multiples tâches, souvent onéreuses, qui lui incombaient. En dehors de cela il continuait à enrichir sans relâche notre patrimoine de publications scientifiques.

Voici les principales phases de sa carrière :

1907 — 1910 : Président de la Section géologique créée, à son instigation, au sein de la Société des Naturalistes luxembourgeois.

1914 — 1922 : Géologue d'une grande société pétrolière à Baku, ensuite à Grosnyi.

1924 — 1933 : Géologue en chef auprès du Ministère du Commerce à Ankara.

1936 — 1961 : Chef du « Service de la Carte géologique » devenu dans la suite le « Service Géologique de Luxembourg ».

Le principal titre de gloire de M. LUCIUS était la confection de la carte géologique du Luxembourg, parue en 8 feuilles, de 1947 à 1950.

Des 12 volumes publiés depuis 1937 par son Service, 7 ont pour auteur M. LUCIUS. Une seconde édition, remaniée du 2^e volume épuisé, a paru en 1955. Je suis heureux d'avoir pu collaborer à la publication d'un 8^e volume et associer mon nom au sien.

En rédigeant le « Manuel de la Géologie du G. D. de Luxembourg », paru en 1952 en dehors du cadre des publications de son Service, M. LUCIUS a bien mérité de notre enseignement supérieur.

On ne compte plus les articles publiés par lui dans les périodiques du pays et de l'étranger.

Michel LUCIUS a pu continuer sa tâche, sans la moindre défaillance, jusqu'au 13 avril 1961. Une mort subite nous l'a enlevé en plein travail, à la direction des Ponts et Chaussées.

« Nunc quiescit qui numquam quievit ».

Le pays a perdu un de ses plus éminents serviteurs.

Gustave FABER

Table des Matières

par ordre alphabétique des auteurs

BAKKER J.P. et LEVELT Th.W.M. Amsterdam	Planation theories and fossil weathering types in Europe	25
BINTZ J. Luxembourg	Die Geologie und der variscische Gebirgsbau im Bereich des Pumpspeicherwerkes Vianden	77
BOESCH H. Zürich	Neuere Beiträge zur Morphologie des schweizerischen Mittellandes	99
CALEMBERT L. Liège	Observations dans la plaine alluviale de la Meuse en aval de Liège	113
EINSELE G. et SCHÖNENBERG R. Tübingen	Epirogen-tektonische Grundzüge des süddeutschen Beckens und seiner südöstlichen Randgebiete im Mesozoikum	137
FOURMARIER P. Liège	La raison d'être des fronts de schistosité dans les séries plissées	165
HEUERTZ M. Luxembourg	Michel LUCIUS 1876-1961	13
JUNGERIUS P.D. Amsterdam	The soils of eastern Nigeria	183
KNEUPER G. Saarbrücken	Der Einfluß der Mitteldeutschen Schwelle auf die Sedimentation und Tektonik des saarländischen Steinkohlengebirges	199
MAUBEUGE P.L. Saint-Max	Les dragées calcaires des mines de fer lorraines : un mécanisme actuel de formation de la structure oolithique	217
MITCHELL-THOME R.C. Nigeria	The sediments of the Cape Verde Archipelago	227
MULLER A. Luxembourg	Untersuchungen über das Raet	253
MURAWSKI H. Köln	Die Nord-Süd Zone der Eifel und ihre nördliche Fortsetzung	283
RODE K. Aachen	Geologische Erkundung im Lempa-Becken, El Salvador	309
ROUBAULT M. Nancy	Analyse des roches au Quantomètre (Spectographe à réseau à enregistrement direct). — Application à l'étude géochimique de plusieurs massifs granitiques français	331

MICHEL LUCIUS

(1876-1961)

par Marcel Heuertz

MICHEL LUCIUS

(1876 — 1961)

par

MARCEL HEUERTZ *)

Il y a de cela six ans, les amis de Michel Lucius s'étaient réunis autour de lui pour fêter son 80^e anniversaire ⁽¹⁾. Il était en pleine vigueur physique et intellectuelle et nous parla de ses travaux en cours et de ses projets d'avenir, tel un jeune homme. Depuis il continua à marquer son activité inlassable par des études parues dans les publications scientifiques, par de fatigantes expertises pour le barrage de l'Our, des rapports multiples, des conférences et des excursions guidées par lui.

On était sûr de le trouver, régulier dans ses habitudes comme une horloge, à son bureau de la direction des Ponts et Chaussées, toujours aimable et prêt à fournir conseils et renseignements.

Quand, pressé par son entourage, il se résignait à prendre quelques jours de congé, il emportait chez lui ses livres et ses dossiers et ne faisait que changer de place pour travailler.

Voilà un mois à peine, appelé à faire une émission à Radio-Luxembourg, il se présenta démuné de notes devant le micro et, à l'étonnement des techniciens de la station, fit un exposé d'une demi-heure, rempli de chiffres et de dates, sans hésiter sur une syllabe ou reprendre une phrase.

Et comme si ses nombreuses démarches sur le terrain ne suffisaient pas à lui procurer le sommeil, on pouvait encore, dans l'obscurité du soir, deviner sa silhouette menue trotinant au bord de la route d'Arlon, suivie de l'ombre de son basset fidèle qu'il conduisait à sa promenade habituelle...

Ce fut une nouvelle d'autant plus saisissante et douloureuse d'apprendre que le jeudi, 13 avril, ce vieillard intrépide fut enlevé à son lieu de travail par une mort subite.

La Section des Sciences de l'Institut grand-ducal perd en Michel Lucius un de ses membres les plus anciens — il fut reçu en 1923 — et les plus éminents.

C'est à Bettborn-Reimberg, dans cette région lisière entre l'Oesling et le Gutland dont les problèmes devaient l'occuper passionnément plus tard, que naquit Lucius, le 9 décembre 1876, enfant d'une famille de tailleurs de pierre et de paysans, modestes et laborieux. C'est à ce milieu de travail et à l'exemple de ce dur métier que plus tard il attribuait lui-même, avec une émouvante piété filiale, son amour de la terre, son énergie, son endurance et ses succès.

*) Nécrologe prononcé à l'Institut grand-ducal, Section des Sciences naturelles, physiques et mathématiques, Séance du 20 avril 1961. Archives T. XXVIII. 1961.

(1) Voir : M. H. 80^e anniversaire de M. Lucius. B.S.N.L. 1956. pp. 3-8.

Le jeune Michel, garçon plein d'intelligence, se destinait à l'enseignement et fit ses études d'instituteur. Son amour des choses de la nature lui firent choisir des écoles de campagne, telles que Lieler et Petit-Nobressart, d'où il pouvait rayonner sur cette vaste pénéplaine ardennaise dont la ligne d'horizon rigide l'avait déjà frappé au seuil de la maison paternelle.

Aimé de ses élèves et de leurs parents, brillant dans ses examens de brevet, il ne manqua pas d'attirer l'attention de ses chefs et fut envoyé par le Gouvernement à la Sorbonne pour y faire un séjour de perfectionnement.

A partir de ce moment, sa vocation géologique se révéla au contact d'un grand centre scientifique et de ses camarades d'études, dont particulièrement M. Gustave Faber qui allait rester pour toujours son ami et collaborateur le plus intime et dont j'ai utilisé largement les notices biographiques (1).

De retour au pays, Lucius fut nommé à l'école du quartier de la gare à Luxembourg, où beaucoup de gens se souviennent avec reconnaissance de cet excellent maître.

Il consacra le meilleur de son temps libre à des études de géographie physique et de géologie, en particulier au sein de la Société des Naturalistes Luxembourgeois dont il devint un des collaborateurs les plus actifs. Il y créa une section de géologie qui, selon le programme établi par lui, devint le noyau de recherches géologiques coordonnées dans notre pays.

Les connaissances de Lucius étaient, jusque-là, celles d'un autodidacte plein de zèle et d'enthousiasme, mais il sentit le besoin de parfaire sa formation par des études spécialisées. Il se fit immatriculer à l'Université de Zurich, où il acquit brillamment le doctorat en géologie, en 1912, avec une thèse sur la tectonique de l'Oesling.

Mais l'atmosphère intellectuelle de notre pays n'était malheureusement pas prête à lui permettre d'y exercer ses talents de la manière dont il avait rêvé. On n'était pas loin de l'époque où, à la tribune de notre Chambre des Députés, une discussion s'était élevée sur la question de savoir s'il ne valait pas mieux vendre nos collections paléontologiques qui causaient des frais de logement, et acheter éventuellement à leur place des chevaux de labour brabançons...

Lucius eut tout de même la satisfaction d'être chargé, à la demande de Léopold van Werveke, de la surveillance du forage de la source Marie-Adélaïde à Mondorf.

Pourtant ce fut de l'étranger que lui vint l'appel qui allait décider de sa carrière. Sur la proposition de son ancien maître le professeur Schardt de Zurich, il fut engagé dans la recherche pétrolière au Caucase. Il y resta jusqu'au bouleversement du régime politique. En 1922, il revint dans son pays, dénué de tout, avec sa femme mortellement atteinte par les affres d'un long et périlleux voyage.

Malgré tout, son courage n'était pas ébranlé. Vers la fin de 1924 le gouvernement d'Anatolie, sous l'impulsion éclairée de Kemal Pacha cherchant à conduire son pays vers le progrès, lui offrit le poste de géologue en chef auprès du Ministère du Commerce. Il fut chargé de la prospection et de la cartographie de régions inexplorées pour y découvrir des gisements utiles, ainsi que de l'enseignement de la géologie à l'Université d'Ankara. Il trouva ainsi du pétrole, des gisements de houille et de plomb.

(1) Voir : Gustave FABER. Fête du 75^e anniversaire de Michel LUCIUS. B.S.N.L. 1951, pp. 3-14.

Les conditions de travail s'étant détériorées en 1933, il revint une seconde fois dans sa patrie, sans doute aussi sous le coup de la nostalgie de sa terre natale qui ne pouvait manquer de saisir ce sexagénaire ayant toujours vécu dans des régions lointaines, de langues et de traditions différentes des nôtres.

Sa mission scientifique ne lui semblait pas épuisée, à un âge où d'autres pensent à la retraite. Au contraire, il reprit son rêve initial de mettre son pays au niveau de la recherche géologique étrangère et d'en réaliser une étude et une carte détaillées. Les conceptions du public et de l'administration avaient évolué vers une attitude plus favorable, en partie grâce à l'action éducative de la Société des Naturalistes dont il avait posé les premiers jalons avant son départ. Appuyé par ses amis et les chefs de notre Direction des Ponts et Chaussées, MM. Simon et Wirion, il fut chargé de réaliser l'œuvre tant attendue, la nouvelle carte géologique du Grand-Duché. Elle exigea 15 ans de travaux préparatoires et de levés sur le terrain, épreuve d'énergie et de santé extraordinaire, surtout pendant les dures années de l'occupation, compliquées par des limitations de circulation et la pression politique. Lucius refusa catégoriquement un poste important à l'Institut Géologique de Berlin que lui offrit l'administration nazie. A cette époque également, où notre patrimoine scientifique était menacé de différentes manières, il collabora avec moi, par mesure de sécurité, à l'inventaire des collections paléontologiques du Musée d'Histoire Naturelle ; pendant quelques mois, il me fut ainsi donné d'apprécier, quand tout paraissait sombrer dans le monde, sa philosophie calme et tenace, ainsi que sa confiance dans l'avenir de l'humanité.

Dans nos Archives de 1950, M. Gustave Faber a résumé les acquisitions nouvelles de la carte Lucius quant au Gutland, depuis celle de Léopold van Werveke qui l'a précédé en 1886, en écrivant : « Monsieur Michel Lucius disposait d'une carte topographique plus parfaite et exécutée à une plus grande échelle. Cette circonstance rendait possible un tracé très exact des affleurements et des failles et permettait une représentation plus détaillée de la stratigraphie. Mais Monsieur M. Lucius a le grand mérite d'avoir découvert des horizons qui avaient échappé avant lui aux géologues, et d'avoir fixé des affleurements qu'il semblait impossible de distinguer. Il a pu repérer le parcours d'un grand nombre de failles, inconnues auparavant. Il a redressé d'une façon heureuse la stratigraphie en beaucoup de points. »

Quant à l'Oesling, Lucius a apporté les mêmes perfectionnements à son propre lever de 1912, le mettant en accord avec les progrès réalisés dans les régions voisines et en l'adaptant surtout aux conceptions stratigraphiques d'Asselberghs.

La carte géologique s'accompagnait de toute une série de volumes contenant les travaux préliminaires, une étude standard sur nos gisements de minerai de fer et le texte explicatif de la carte. Lucius ne s'était pas limité à l'accomplissement de cette mission principale. En dehors de son ouvrage de stratigraphie et de cartographie, il avait fourni des rapports nombreux destinés à l'utilisation pratique de sa carte à l'occasion des travaux des Ponts et Chaussées. L'étude scientifique du sol, succédant à l'empirisme, a permis ainsi de faire des économies qui se chiffrent par millions, lors de la construction d'ouvrages de toute sorte (entre autres nos grands barrages de la Sure et de l'Our) et de l'aménagement des ressources en eau potable. Sous sa poussée, des problèmes généraux, en partie d'ordre juridique et législatif, ont été amorcés sur la base de ses recherches, dont je ne citerai que le plus vaste : la protection et la conservation de nos nappes souterraines, des sources

et des cours d'eau, la défense contre la pollution, l'utilisation alimentaire de nos eaux superficielles en plus des eaux de profondeur (le lac de barrage d'Esch/Sûre, en dehors de son énergie hydro-électrique, a été aménagé principalement dans ce but).

Lucius sut transformer le « Service de la Carte Géologique » initial en véritable « Service Géologique de l'État » auquel il donna le caractère d'un centre de recherches : il y attira des travailleurs du pays et de l'étranger, et toute une série de volumes nouveaux, traitant de questions géologiques variées, vinrent compléter son œuvre personnelle. Ces études concernent particulièrement des questions qu'il n'avait pas pu approfondir lui-même lors de l'établissement de sa carte : géomorphologie de nos vallées, terrasses anciennes, analyse des formations tertiaires et quaternaires.

Le Gouvernement reconnut ses mérites en lui décernant, à juste titre, le prix National des Sciences en 1948. La Société Belge de Géologie lui conféra le titre de Membre d'Honneur. Il fut promu au grade d'Officier dans l'ordre de la Couronne de Chêne et au grade de Commandeur dans celui d'Orange-Nassau.

Après ses séjours à l'étranger, il avait repris avec enthousiasme son activité didactique à la Société des Naturalistes pour diffuser les connaissances géologiques dans le grand public. Innombrables furent ses conférences et les excursions guidées par lui. Cette société qui en 1916 lui avait déjà accordé le titre de Membre d'Honneur, lui conféra la Présidence d'Honneur en 1951. D'ailleurs ses compatriotes ne furent pas seuls à profiter de son enseignement sur le terrain ; de nombreux groupes d'étudiants lui furent délégués par des universités étrangères pour qu'il les instruisse dans la connaissance de notre géologie régionale.

La forte personnalité de Lucius transparait suffisamment dans l'œuvre réalisée par lui. Mais je ne voudrais pas passer sous silence ses aspects proprement humains.

Indépendant de caractère, il avait choisi sa carrière en pleine maturité d'esprit. Attaché au principe du libre examen, il sut respecter toutes les opinions. Sorti lui-même d'une famille de tailleurs de pierres et de paysans, ce savant qui étudiait les roches et le sol n'est jamais resté insensible au destin de ceux qui en tirent péniblement leur existence. Plus que par les données effectives qu'il apporte à nos connaissances, l'homme de science peut fournir ainsi, par son attitude objective en face des problèmes les plus divers de la société humaine, un appoint inestimable au progrès de la civilisation.

Dans ses nombreux voyages qui lui avaient appris à connaître tant d'hommes et des conditions de vie si différentes, il avait acquis de la notion du patriotisme une idée très large. Il était convaincu qu'il fallait d'autres aspirations à notre orgueil national que l'esprit de clocher et le bien-être matériel, qu'il fallait élargir les horizons de nos institutions dont le microcosme ne lui paraissait plus à la mesure du monde actuel. D'augmenter par le travail scientifique notre patrimoine intellectuel lui paraissait un des moyens essentiels de nous intégrer au progrès général de l'humanité et de nous ouvrir des possibilités plus vastes.

Lucius était un homme sensible et d'une grande bonté, qu'il pratiquait d'après le noble principe que la main gauche doit ignorer ce que fait la main droite. Pourtant tout geste ne peut se faire en cachette et finit par être connu. Ainsi, pendant des années, il prit à son foyer un de ces petits Parisiens affaibli par les restrictions de la guerre. Et je crois que l'affection de cet enfant qui l'appelait « dé gentil Monny Mich » devait, dans l'âme de l'ancien éducateur qui était resté lui-même sans descendance, rayonner plus de chaleur que toute sa réputation scientifique.

Publications de Michel LUCIUS

Abréviations :

A. I. S. Sc. = Archives de l'Institut grand-ducal, Section des Sciences.

B. S. N. L. = Bulletins de la Société des Naturalistes Luxembourgeois.

R. T. L. = Revue Technique Luxembourgeoise.

I. Publications du Service de la Carte Géologique du Grand-Duché de Luxembourg. (Ministère des Travaux Publics)

A

Band I. **Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten.**
176 S., 22 Tafeln, Profile und Karten, 12 Formationstabellen, 9 Figuren. 1937.

Band II. **Beiträge zur Geologie von Luxemburg :**

Les nappes aquifères du Secondaire du Gutland. — Der Luxemburger mesozoische Sedimentationsraum und seine Beziehungen zu den herzynischen Bauelementen. — Über das Alter der Oeslinger Rumpffläche. — Geschichte der geologischen Erforschung Luxemburgs (Erster Teil). — Verzeichnis der Veröffentlichungen zur Geologie von Luxemburg.

383 S., 7 Tafeln, Profile und Karten, 2 Formationstabellen und 3 Figuren. 1940.

Band II. Zweite, umgearbeitete Auflage.

Beiträge zur Geologie von Luxemburg :

Geschichte der geologischen Erforschung Luxemburgs. — Verzeichnis der Veröffentlichungen zur Geologie von Luxemburg. — Der Werdegang des Luxemburger mesozoischen Sedimentationsraumes und dessen Beziehungen zu den herzynischen Bauelementen. — Über das Alter der Oeslinger Rumpffläche.

415 S., 7 Tafeln, 4 Figuren. 1955.

Band III. **Beiträge zur Geologie von Luxemburg :**

Die Ausbildung der Trias am Südrande der Ardennen.

330 S., 1 Karte, 1 Tafel Profile, 1 Formationstabelle. 1941.

Band IV. **Beiträge zur Geologie Luxemburgs :**

Die Luxemburger Minetteformation und die jüngeren Eisenerzbildungen unseres Landes.

347 S., 14 Figuren, 14 Fotos, 36 Tabellen, 1 Atlas mit 11 Karten nebst 3 Tafeln Profile. 1945.

Band V. **Erläuterungen zur geologischen Karte Luxemburgs :**

Das Gutland.

408 S., 30 Figuren, 10 Tabellen und 4 Tafeln. 1948.

Band VI. **Erläuterungen zur geologischen Karte Luxemburgs :**

Das Oesling.

176 S., 32 Figuren, 50 Fotos, 1 Tafel Profile, 1 Übersichtskarte, 2 Tabellen. 1950.

Vol. IX. **Quelques aspects de la géologie appliquée dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise.**

279 p., 82 figures, 10 planches. 1953.

Vol. XII. **Gustave FABER et Michel LUCIUS.**

Les schistes bitumineux du Toarcien dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise.
Nouvelles recherches sur les possibilités d'une exploitation industrielle.

71 pages, 3 planches, 4 figures. 1956.

B

Carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg 1947/49.

7 feuilles 1 : 25 000	Esch
	Remich
	Luxembourg
	Grevenmacher
	Rédange
	Diekirch
	Echternach
1 feuille 1 : 50 000	Wiltz

II. Etudes d'ensemble sur des sujets géologiques luxembourgeois.

- Die Tektonik des Devons im Großherzogtum Luxemburg.
104 S., 1 Karte, 7 Tabellen Profile. 1913. — (Doktorthese an der Universität Zürich.)
Annexe aux B.N.S.L.
- Der Werdegang des Luxemburger Sedimentationsraumes seit dem Ausgang des Paläozoikums.
Livre du Cinquantenaire de la S.N.L. 1940, pp. 93-182.
- Tektonik und Oberflächenformen des Gutlandes.
B.S.N.L. 1949, pp. 49-53.
- Vue d'ensemble sur l'aire de sédimentation luxembourgeoise.
A.I.S.Sc. T. XIX, 1950, pp. 283-341.
- Coup d'œil sur l'histoire géologique de la terre luxembourgeoise.
Schweizerische Bauzeitung 9. 9. 1950, pp. 1-7.
- La notion de pénéplaine et le modelé du terrain de l'Ardenne luxembourgeoise.
B.S.N.L. 1950, pp. 279-308.
- L'allure tectonique des plis hercyniens de l'Oesling (G.-D. de Luxembourg).
C.R. 3e Congrès National des Sciences, Bruxelles. 1950.
- Übersicht über die Geologie Luxemburgs.
Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft. Bd. 103. 1952, p. 178-209.
- Le faciès littoral du Triasique dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise. (Résumé).
Actes du Congrès de Luxembourg. Association Française pour l'Avancement des Sciences. 1953, pp. 306-309.
- Le faciès littoral du Trias dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise.
Revue générale des Sciences. T. 60, 1953, pp. 355-365.
- Les traits fondamentaux de l'allure tectonique du Dévonien de l'Oesling.
B.S.N.L. 1954, pp. 17-50.
- L'évolution du relief de l'Oesling (Ardennes luxembourgeoises).
Tijdschr. van den Koninkl. Nederlandsche Aardrijkskundig Genootsch. Deel LXXIV,
No 3, 1957.
- Les faciès gréseux et conglomératiques du Trias dans l'aire de sédimentation du pays de Luxembourg.
A.I.S.Sc. T. XXVI, 1959, pp. 245-256.
- Sur le Trias du Bassin de Lorraine et du Luxembourg.
C.R.Ac. Sc. Paris. T. 250. 1960. pp. 2732-2734.

III. Etudes d'hydrologie luxembourgeoise.

- Das Warktal.
B.S.N.L. 1906, pp. 246-252 ; 270-278.
- La genèse des eaux thermo-minérales de Mondorf-les-Bains.
B.S.N.L. 1923, pp. 5-24.
- Le bassin hydrogéologique du Gutland.
R.T.L. 1939, pp. 133-143.
- Entstehung und Entwicklung des Luxemburger Fluß-Systemes.
B.S.N.L. 1949, pp. 17-48.

Hydrogéologie de l'eau minérale carbo-gazeuse dite « Source de Rosport ».
R.T.L. 1959, pp. 203-207.
Considérations hydrogéologiques concernant les problèmes de l'assainissement de nos cours d'eau pollués et d'un redressement du prélèvement actuel dans l'eau souterraine du grès de Luxembourg.
R.T.L. 1959, pp. 71-83.
Recensement général des ressources aquifères souterraines du pays. (Loi du 9 janvier 1961 concernant la protection des eaux souterraines, article 2).
Arrêté ministériel du 13 avril 1961, Mémorial B. 19, 10 mai 1961.
La morphologie de la Vallée de la Haute-Sûre, sa genèse et son évolution.
in « L'aménagement hydro-électrique de la Sûre ».
Ministère des Transports et de l'Énergie. 1962.

IV. Etudes de géologie appliquée.

(forages, gîtes métallifères, carrières, eau d'alimentation, construction etc. en Luxembourg.)

Bericht über die geologischen Beobachtungen beim Niederteufen des Bohrloches Bad-Mondorf. 1913. Bourg-Bourger. Luxembourg. 1914.
Etude géologique du forage exécuté en 1913 à Mondorf-les-Bains.
A.I.S.Sc. T. VIII, 1924, pp. 39-62.
Sind in unserem Lande größere Höhlenbildungen, die als touristische Merkwürdigkeiten gewertet werden können, möglich ?
B.S.N.L. 1937, pp. 37-44.
Das Bohrloch von Cessingen.
B.S.N.L. 1939, pp. 87-89.
La géologie de nos ardoisières.
R.T.L. 1947, pp. 96-112.
La réfection du forage Kind à Mondorf-les-Bains.
A.I.S.Sc. T. XVIII, 1948, pp. 95-116.
Les gîtes métallifères de l'Oesling.
R.T.L. 1948, pp. 195-236.
La remise en état de la source thermique Kind à Mondorf.
Bulletin Soc. Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie.
T. 58, 1949, pp. 255-259.
Les nappes d'eau souterraines et leur utilisation rationnelle.
R.T.L. 1949, pp. 227-238.
Notions générales sur les gisements de minerai de fer et sur l'évolution de l'industrie sidérurgique dans le pays de Luxembourg.
R.T.L. 1952, pp. 1-28.
Etude sur les gisements de fer du Grand-Duché de Luxembourg.
XIXe Congrès international d'Alger. Symposium sur le fer. 1952.
T. II., pp. 349-387.
Les bases géologiques du minerai de fer oolithique du bassin minier de Luxembourg.
R.T.L. 1954, pp. 223-241.
La prospection de minerais uranifères dans le pays de Luxembourg aurait-elle des chances de succès ?
A.I.S.Sc. T. XXIII, 1956, pp. 35-61.
Michel LUCIUS et Jacques BINTZ. Aménagement hydroélectrique de l'Our : reconnaissance géologique du terrain faite avant l'exécution des travaux.
R.T.L. 1960, pp. 189-201.
Michel LUCIUS et Jacques BINTZ. Les données géologiques des travaux d'aménagement hydro-électrique de la Sûre à Rosport.
in « L'aménagement hydro-électrique de la Sûre ».
Ministère des Transports et de l'Énergie. 1962.

V. Exposés didactiques sur des sujets de géologie luxembourgeoise.

Unser Oesling.

B.S.N.L. 1906, pp. 104-110, 134-140, 163-170.

Über einige Verwitterungserscheinungen in unseren Ardennen.

B.S.N.L. 1906, pp. 176-182, 200-202.

Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Junglinster.

B.S.N.L. 1906, pp. 217-228.

Einige landschaftliche Eigentümlichkeiten der Umgebung Echternachs geologisch betrachtet.

B.S.N.L. 1907, pp. 159-167.

Zum Problem jugendlicher Bodenbewegungen in unserem Lande.

B.S.N.L. 1938, pp. 56-64.

M. LUCIUS und R. STUMPER. Fremdartige Gesteinsmasse bei Senningen.

B.S.N.L. 1938, pp. 121-123.

Der Stromberg.

B.S.N.L. 1938, pp. 170-172.

Geologische Grundlagen der Landschaftsformen der Umgegend von Fels.

Les Cahiers Luxembourgeois. 1938, pp. 317-325.

Die Landschaft von Burscheid geologisch gewertet.

Les Cahiers Luxembourgeois, 1939, pp. 23-32.

Die geologische Gestaltung unserer Mosellandschaft.

Les Cahiers Luxembourgeois, 1940, pp. 280-287.

La terre luxembourgeoise.

Le Luxembourg, Livre du Centenaire 1839-1939, pp. 509-563 (avec cartes, profils, photos).

Le rôle fondamental du plissement hercynien dans la géologie de notre pays.

B.S.N.L. 1949, pp. 275-278.

Manuel de la géologie du Luxembourg.

406 p., 5 cartes, 5 profils, 52 reproductions de fossiles, 4 photos, 3 schémas. Office des Imprimés de l'Etat, 1952.

A propos d'une étude micro-tectonique dans les Ardennes Luxembourgeoises (J. C. van Wijnen).

R.T.L. 1954, No 1, pp. 40-43.

A propos de l'étude de W. F. Hermans : Description et genèse des dépôts meubles de surface et du relief de l'Oesling.

A.I.S.S.Sc. T. XXII, 1955, pp. 37-46.

Les minerais uranifères existent-ils en quantités exploitables dans le sous-sol du pays de Luxembourg ?

B.S.N.L. 1956, pp. 282-289.

Historique des recherches géologiques au Luxembourg.

B.S.N.L. 1957, pp. 130-141, et B.S.N.L. 1959, pp. 89-102.

La présence de loess, de minéraux denses et de minéraux volcaniques dans les dépôts meubles de plateaux de notre pays.

B.S.N.L. 1958, pp. 1-18.

Rapports d'excursions géologiques.

Warken — Burscheid — Esch/Sûre (barrage) — Hamiville — Clervaux — Marnach — Hosingen.

B.S.N.L. 1955, pp. 152-157.

Tranchée de l'ancien tunnel Bettembourg-Zouftgen.

B.S.N.L. 1956, pp. 257-261.

Vallée de la Basse-Sûre : Echternach-Wasserbillig.

B.S.N.L. 1956, pp. 272-280.

Luxembourg — Senningen — Flaxweiler — Niederdonven — Machtum — Remich — Mondorf — Luxembourg.

- B.S.N.L. 1957, pp. 116-126.
 Luxembourg — Merl — Mamer — Nospelt — Schweich — Beckerich — Levelange — Ell — Holtz — Martelange — Eltz — Reichlange — Koetschette — Rambrouch — Roodt — Luxembourg.
 B.S.N.L. 1958, pp. 134-146.
 Bord méridional de l'Oesling — Vallée de l'Our — Barrage de Vianden — Ancienne mine de cuivre de Stolzembourg.
 B.S.N.L. 1959, pp. 116-128.

VI. Exposés didactiques sur des sujets divers.

- Am Bache (Einige Notizen über die Tätigkeit des fließenden Wassers).
 B.S.N.L. 1907, pp. 128-148.
 Quelques notices sur les collections minéralogiques, géologiques et paléontologiques de Paris.
 B.S.N.L. 1907, pp. 345-356.
 Eine Fahrt zu den Vulkanen der Vordereifel.
 B.S.N.L. 1908, pp. 205-217.
 Über Vulkanismus.
 B.S.N.L. 1908/09.
 Am Laacher See.
 B.S.N.L. 1909.
 Alpenwanderungen.
 B.S.N.L. 1910. 115 S.
 Exkursion ins Nahetal (Oberstein — Idar — Kreuznach).
 B.S.N.L. 1910, pp. 207-212, 243-251.
- Im Hohen Venn und an der Urfttalsperre.
 B.S.N.L. 1911, pp. 137-142.
 Principes des gisements de pétrole.
 B.S.N.L. 1922, pp. 75-87.
 Les gisements d'écume de mer à Eskichéhir en Asie Mineure.
 B.S.N.L. 1928, pp. 83-92.
 Die Sinterterrassen von Hierapolis im westlichen Kleinasien.
 B.S.N.L. 1929, pp. 82-91.
 Neuere Anschauungen über die Grundlagen der Erdölgeologie.
 B.S.N.L. 1929, pp. 127-130.
 La genèse des minerais de fer de la Turquie.
 B.S.N.L. 1931, pp. 78-96.
 Paléogéographie et géologie de la formation carbonifère en Anatolie.
 B.S.N.L. 1931, pp. 146-161.
 Erzlagerstätten und Gebirgsbildung.
 B.S.N.L. 1932, pp. 110-112, 120-128, 132-165.
 Die Grundlagen der Paläogeographie.
 B.S.N.L. 1933, pp. 130-145.
 L'évolution des conceptions sur la genèse et le mécanisme des plissements de l'écorce terrestre.
 B.S.N.L. 1952, pp. 64-121.
 Variation des climats au cours des ères géologiques.
 B.S.N.L. 1954, pp. 238-239.
 La durée des périodes géologiques et l'âge absolu des formations sédimentaires.
 B.S.N.L. 1955, pp. 136-138.
 Les principes fondamentaux de travail et de recherche en géologie.
 B.S.N.L. 1955, pp. 141-143.
 La géologie des gisements salifères.
 B.S.N.L. 1955, pp. 161-166.

L'activité érosive des rivières et les cycles d'érosion.
B.S.N.L. 1956, pp. 242-245.
Um die Einsamkeit. Reiseerinnerungen (Kaukasus und Kleinasien).
B.S.N.L. 1956, pp. 293-300.
Gewicht und « Wurzel » der Gebirge.
B.S.N.L. 1957, pp. 1-33.
Les glissements et éboulements.
B.S.N.L. 1957, pp. 83-89.
L'évolution de l'exploration géologique des gisements pétrolifères.
B.S.N.L. 1958, pp. 147-150.

An inquiry into the probability of a
polyclimatic development of Peneplains
and Pediments (Etchplains) in Europe
during the middle and upper senonian
and the tertiary period

by

J.P. BAKKER and TH.W.M. LEVELT

An inquiry into the probability of a polyclimatic development of Peneplains and Pediments (Etchplains) in Europe during the middle and upper senonian and the tertiary period

by

J. P. BAKKER and TH. W. M. LEVELT

Part I.

PLANATION THEORIES AND FOSSIL WEATHERING TYPES IN EUROPE

A. Prolegomena

In 1934, WAYLAND introduced the idea of an "etchplain". THORNBURY (1960, p. 193) makes the following comment: 'He described five topographic levels in Uganda, the uppermost of which he believed might be a true peneplain of Cretaceous age. The surfaces below it, however, he attributed to a process that he called etching, and he considered them etchplains rather than peneplains. The conditions under which they were thought to have developed are as follows: the original peneplain had attained a surface lacking any marked relief with the resultant development over it of a deeply weathered rock cover of saprolite extending down many tens of feet; uplift of the land supervened with the consequent removal of this thick zone of rotted rock; stability of the land followed with the development of another deep saprolitic cover which, following another uplift, was removed from part of this area; in this way the four topographic levels below the summit peneplain were believed to have been formed.' At present Uganda has KÖPPEN's Awi-climate, with smaller zones having an Amw''i-climate and a Cwbi-climate¹⁾.

In 1936 JESSEN introduced a theory for Angola, which shows many similarities to that of WAYLAND (fig. 1). According to JESSEN the Northern part of Angola especially should be very suitable for the development of pediments due to its Aw''i-climate (fig. 1).

In 1938, JESSEN enlarged upon his theory, for mountains in Europe. Here he considered a Florida-climate (Aw-Cfa), or a Hong-Kong-climate (Cw-Cfa)²⁾ to be necessary for

¹⁾ See a. o. TREWARTHA (1954).

Aw: tropical savanna climate.

Am is intermediate between Af and Aw, resembling Af in amount of precipitation (rainfall of the driest month of Af at least 6 cm) and Aw in seasonal distribution.

Cw: warm climate with dry winter (monsoon and upland savanna).

w'': two distinct rainfall maxima separated by two dry seasons.

i: range of temperature between warmest and coldest month less than 5° C.

b: cool summer (warmest month less than 22° C.).

a: hot summer (average temperature of the warmest month over 22° C.).

²⁾ Cf: no distinct dry season; difference between the wettest and driest months less than for w; the driest summer month receives more than 3 cm.

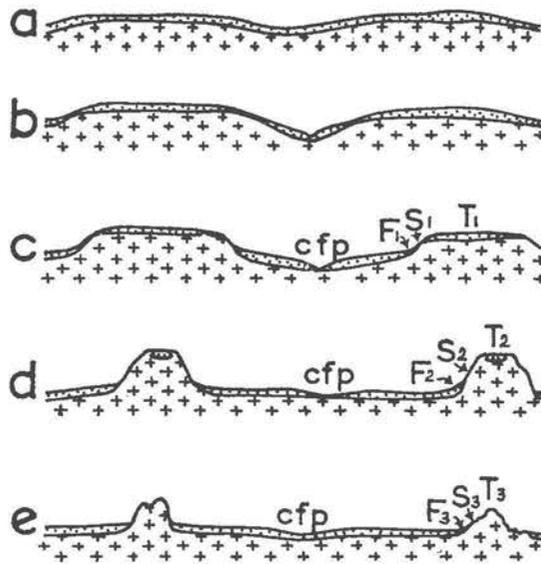


Fig. 1. Development of inselberg landscapes and Savanna planation in crystalline rock by extension of pediments (after Jessen).

the development of pediments. *JESSEN* gave a definite opinion on the formation of piedmont benches (Rumpftreppen) (1938, pp. 47-48). A translation of the original text reads: The rivers carve their courses in the rising blocks and the valleys rapidly acquire a "Muldenform". The rotten rock from the upper slopes is washed away: no fine weathering debris remains, for as there is no deep weathering, little new debris is formed. Here and there the hard rock is soon laid bare, due to soil erosion and avalanches. But, under the lower parts of the landscape, the deep weathering operates with even more intensity. So the contrast between slope and flood plain evolves, although in the first instance somewhat indistinctly. However, the longer the development continues, the more marked the distinction becomes. The footplains carve themselves in to a deeper level, with a rate proportional to that of the elevation, since under their surfaces new fine soil material is being continuously formed by weathering, while on the slopes washing continues. *The deep weathering and soil erosion operate with special intensity at the foot of the scarp. Here lies the morphologically most active zone.* This waste removal eats into the foot of the mountain. Since the more highly situated hardrock parts are only slowly affected by the physical weathering the slope will become gradually higher and steeper. The escarpment extends downwards, while, at the same time, the footplain becomes flatter. And so the valley bottom widens to become a pediment: the scarp becomes increasingly independent of the valley or coastline, and the highest parts that are exposed to erosion divide to form inselbergs. Finally a gently undulating landscape stretches far inland — a "weathering" peneplain between the river systems. The landscape is flat and monotonous, of a type that could not be formed in our climatic conditions, or at least, not in a comparable length of time. If a second elevation occurs, the process begins again

in a lower base level before the erosion processes in the higher levels have been completed, provided that the climatic conditions remain unchanged. So far *JESSEN*.

One of *JESSEN*'s great merits is that he consolidated the existing statements and opinions, especially those of *VON FREYBERG* (1923) and *BÜDEL* (1934) to form one coherent theory. Without doubt the peneplains, altiplanation surfaces and pediments in the mountains of West- and Central-Europe were formed under climatic conditions different from those existing to-day. Nobody would deny that, for the explanation of the small pediment zones like those in Germany e. g. in Franconia (*BÜDEL* 1957) and the Odenwald (*BAKKER* 1930), the Black Forest (*W. PENCK* 1925, *GELLERT* 1931) and South Luxemburg (*LEVELT* 1964), *JESSEN*'s theory has contributed much to the elucidation. Even so, we consider that the theory needs considerable change and enlargement on fundamental points. This amplification is partly found in *BÜDEL*'s I planation theory (1957 a en b).

However, these theories are mainly based on the assumption of a monoclimate situation. And yet there are enough facts to indicate Quaternary climatic variations in the humid tropics. Already in 1929 *MORTENSEN* indicated that inselbergs and their associated peneplains are "Mehrzeitformen" or polyclimatic forms. *TRICART* and *CAILLEUX* (1955) have drawn attention to the fact that the equatorial belt in Africa showed a marked swing towards aridity in glacial times. In the Congo also, Belgian soil experts found evidence for a pronounced swing towards aridity in the Quaternary Period (*SYS* 1960, *d'HOORE* 1961). In humid equatorial South America *VAGELER* (1938) and *BAKKER* (1960 and 1963) described facts that can be explained only by assuming more arid period. *VAN DER HAMMEN* was able to prove this palynologically, and we found a marked parallel between palynological and clay-mineralogical changes. (*BAKKER*, *LEVELT* and *MÜLLER* 1965). *TRICART* (1958) and *COTTON* (1961) also questioned the validity of some points in *BÜDEL*'s theory. In the investigation of the origin of planation phenomena it is necessary to consider at least three points, namely :

1) Do the existing theories not contradict themselves as they refer to only one climate ?

2) If they are not contradictory, do they not then form a boundary case, which, paleogeographically, only in too limited regions or periods appears, to explain the many facts of the planation problem ?

3) What do the paleogeographical facts say about the climatic conditions since the Senonian Period — that is to say for the period during which most European peneplains and pediments were formed ?

One of the great objections to the monoclimate theories is that they take no account, or insufficient account of the petrological-mineralogical side of the savanna-planation question. *JESSEN* develops his Angola theory (1936) for crystalline rocks, primarily granites. Then he extends it to Europe (1938), where the peneplains and pediments are best developed in areas that are composed of schists (Rheinische Schiefergebirge ; see *OESTREICH* 1926, Ardennes ; see *MACAR* 1957), marls, calcareous sandstone, etc. (South Germany, Luxemburg). Therefore a number of questions arise, and we shall discuss some of them on the grounds of *JESSEN*'s and *BÜDEL*'s theories before going into the European climatic variations that have taken place since the Senonian Period.

B. A few remarks on Jessen's theory

I. Floodplains and pediplains

In *JESSEN's* theory (fig. 1) it is not clear to what degree the pediments are formed by lateral river erosion, and to what degree by recession of slopes. In the Sabanpassie pediment ³⁾ in Surinam that was visited by *BAKKER* and *WIGGERS*, the two zones, the floodplain, and the pediment area where the recession of slopes by weathering removal appears as the dominant factor, are readily distinguished. In the latter zone there are no indications that river erosion has ever taken place. The material here consists largely of ortho-eluvium rich in kaolinite, and colluvium transported by sheetfloods. The vegetation now consists of an anthropogenic savanna. The inselbergs in this Sabanpassie region of Surinam are determined petrologically by quartz veins and quartzitic sandstone. *COTTON* (1942 and 1961) makes a distinction between a landscape type, common in the tropics and characterised by a great extent of very smooth, nearly level plains which are flooded in the wet season, and "inselberg landscapes in a broader sense". "These latter are in many cases less truly level plains though in other respects superficially they resemble the savanna landscape". According to *COTTON*, they are found in semiarid regions where they are either formed, or changed in form, by the pedimentation process. *COTTON* describes them as "pediplains with residual inselbergs". Here a definite distinction must be made between the zone where river erosion and sedimentation dominates, and the zone where slope recession is the most important phenomenon. (*BAKKER* and *WIGGERS* 1965).

At the same time it may be asked if, in cases where the floodplain now reaches to the foot of the inselberg, this is the original condition. It is also possible that due to an increasing humidity in climate the extent of the floodplain has increased, so that its sediments become superimposed on an older pediplain. On the other hand, as is the case in the narrow, approximately 1 km wide Sabanpassie pediment (Surinam), there may be indications that they were formed under much drier conditions than exist at the present day.

Further a clear distinction must be made here between the present floodplain and the fossil one. Under the present floodplain (the floodplain *sensu stricto*) we understand the zone that is flooded by the highest water level of the river. The fossil floodplain lies higher, and consists of a number of river terraces that consist mainly of alluvium. In the above mentioned Sabanpassie region, the floodplain *sensu stricto* borders directly on the pediment. There are no river terraces here. The floodplain of the Marowijne at the foot of the Nassau mountains (Surinam), however is terraced. Here one finds, as was confirmed by *BAKKER* and *A. BROUWER* (not published), a number of accumulation terraces between 6m. and 25m. above the low water level.

The width of the floodplain *sensu stricto* depends on the maximum height of the high water level in the wet season above that of the braiding river system in the dry one. At the above mentioned locality of the Marowijne river the water level of the high water course does not reach more than 4m. above the low water level. For the Coppename river north of the Raleigh-sulas (Surinam) this difference is 6 m, for the Brokopondo-sulas in the Surinam river circa 10m. The maximum height to which the river rises during the wet season depends, among other things, on the presence, the frequency and the width of the sulas (cataracts), and sometimes on the form of the floodplain *sensu stricto*, which may be

³⁾ This pediment lies on the steeply inclined Cambrian or Pre-Cambrian schists and sandstones.

said to resemble the links of a chain. (See *BAKKER 1955, BAKKER and MÜLLER 1957*). In this connection, the fact that periodicity in the water level of rivers in the equatorial humid tropics (Af-climates) may show a marked difference to that of the seasons must also be taken into account. This point may be illustrated again using Surinam as example. The hilly and mountainous regions of northern Surinam have a true Af-climate. The mean annual temperature is about 26° C, and the annual precipitation is 2200-3000 mm. A dry period in *KÖPPEN*'s sense of the word (monthly precipitation less than 60 mm.) does not occur. It is true that the precipitation between the end of August and the end of November shows a marked decrease, but even so the monthly rainfall for September, October and November is seldom less than circa 90 mm.

In November the so-called short rain-period begins, and usually lasts until the beginning of February. But the rivers show a very different picture. In observations made during the investigations for the Brokopondo Dam in the Surinam river, *SNIJDERS* established that the low water-level of this river lasted from the end of August until the middle of January, approximately 5 months. *BAKKER* (1955) introduced the concept of *potamological drought* in this connection. In addition, he was able to establish that in 1948-49 this potamological drought in the Marowijne river near the Nassau Mountains lasted until March — more than 7 months. Here we touch on a fundamental point. From the above, it is clear that the contrast between Af- and Aw-climates as regards the duration of the low-water period of the rivers is less than is generally assumed. This might be a new point to justify *BÜDEL*'s argument by which he maps monsoon forest regions, equatorial forest and humid savanna zones as one.

II. Hardrock types, depth and character of the weathering profiles, and morphographic features of the pediplains

A. Granite landscapes.

JESSEN describes piedmont benchlands in Angola (1936) on granite and gneiss. Now in fact these two types of crystalline rock can react very differently to weathering.

Many granite bodies are somewhat porphyritic on the outside, and have a more or less gneisslike habitus. Moreover, there are gneisses which, as regards their weathering types may be likened more to slates. The type of weathering on crystalline rock is therefore not only dependant on the climate, but also on the structure of the granite and its relationship to the metamorphic rocks. In addition, the type of vegetation, root depth and the corresponding degree of soil erosion play a part. Various examples and morphological aspects of deep and shallow weathering are now considered.

B. Deep weathering on granites in different climates.

In tropical rainforest, evergreen-, seasonal- and monsoon forest areas a fairly deep weathering zone appears on the granite. *BAKKER* (1957 a and b ; 1960) found a maximum depth of 6-8 m. ortho-eluvium in Surinam. In Brazil a depth of 8-12 m. is found ; in Madagascar one finds ortho-eluvium on granite to a depth of 25 m. (oral communication from Professor *J. DRESCH* and Professor *P. BIROT*). Dr. *J.W.H. ADAM* kindly informed us that on the Indonesian Islands, where tin ore is found (Billiton etc.) the completely unaffected hardrock on crystalline rocks is first encountered at a depth of c. 40 m. The composition of this ortho-eluvium in the humid tropics is mostly as follows :

30-55 % clay less than 2 μ (Fig. 2a and 3).

The sand fraction consists almost entirely of quartz.

1 (M 24) Voltzberg

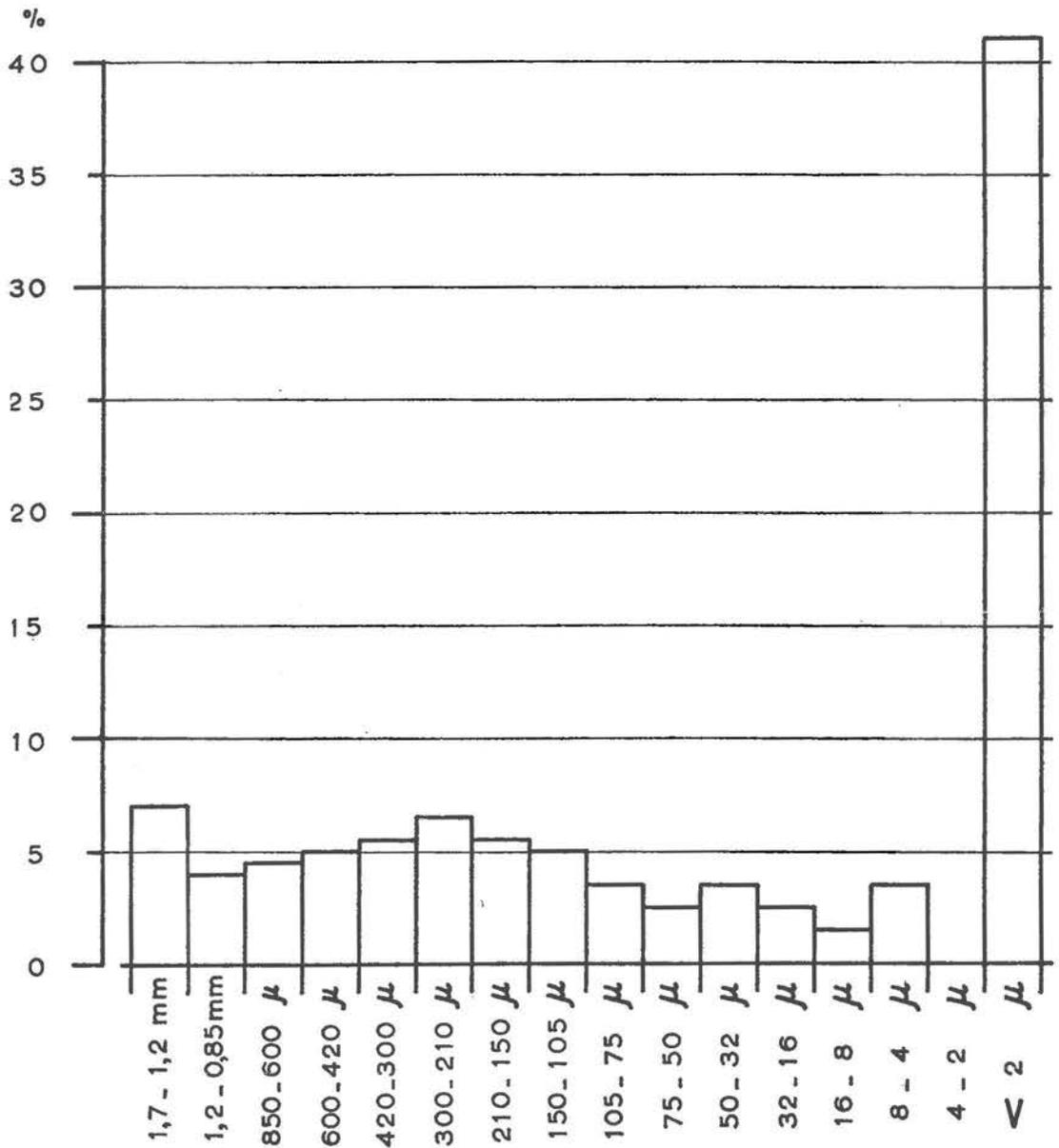
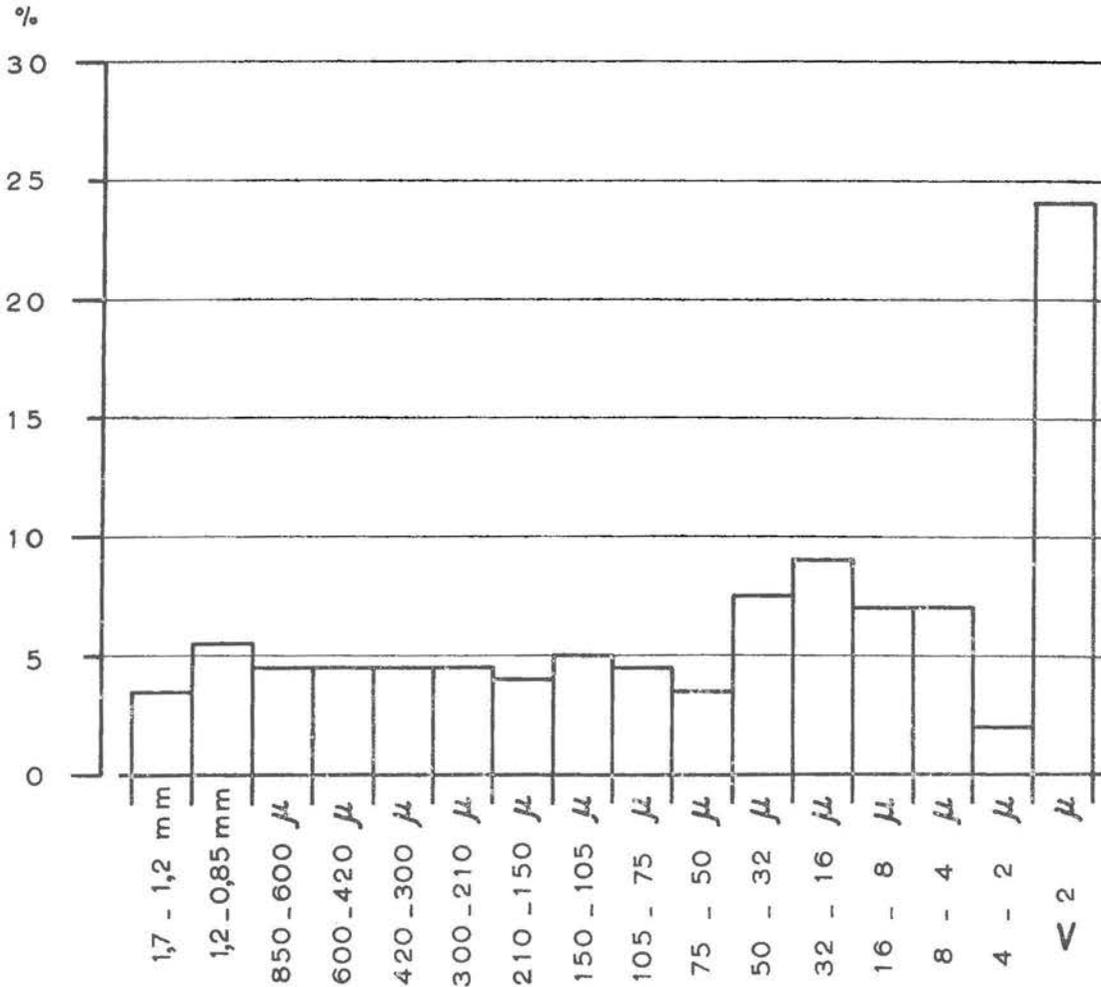


Fig. 2a-b. 2 histograms of the grain size frequency of two phases weathering types of granites. — a. An extremely intensive weathering type underneath tropical rainforest (edaphically influenced variation) — Surinam; Voltzberg region (1(M24)). — b. Tertiary clayey weathering type — Morvan of central France: L'Huy Prunelle near Gien on Cure; altitude: 695 m (2).

2 L' Huy Prunelle



Not only are the feldspars and micas completely weathered to clay, but this is also true of the heavy minerals, so that the heavy mineral fraction consists almost entirely of zircon. The clay fraction less than 1 μ , consists over the whole profile down to the bedrock either of kaolinite (including halloysite) or of mixtures of kaolinite and gibbsite (up to 30 % gibbsite⁴). The colour of the profiles is yellowish red (5YR), the pH of the A- horizon 4.5-5 ; B- horizon 5.6-5.8 ; C-D- horizon 5.8-6.2.

⁴) Our colleague Drs. J. J. WENSINK points out that in Surinam the depth of weathering and the nature of the different granite types in the tropical rainforest may be divergent. We will not enter further into this question.

In general the equatorial tropical weathering products of granite show a marked two-phased character (*BAKKER* and *MÜLLER* 1957). See Fig. 2a and 3. In the fossil weathering profiles which are at present to be seen in Europe on granites etc. one sometimes does find a deep weathering zone, but of a different composition to those in the equatorial tropics and more similar to those in the monsoon tropics (See *NOSSIN* 1964). In Europe two fossil weathering types are most prominent in mountains granites, granulites and gneiss such as the Morvan of central France :

1) A deep weathering type that is still found at present to a general depth of circa 6m. (much deeper along diaclasses) and that contains 15-30 % clay (see Fig. 2b and 3) — a clay content therefore that shows no difference to that of granite weathering in monsoon tropics (*NOSSIN* 1964). On the other hand, there are marked differences in the clay composition. While in the equatorial forests the clay consists either of kaolinite, or of kaolinite plus gibbsite, in Europe we find varying percentages of the kaolinite and illite types (and weak 001-reflections), while generally the kaolinite does not dominate. In addition, the sand fraction shows more feldspar, mica, etc. than is the case for the equatorial tropical rainforests. With regard to the colour range it must be pointed out that it is similar in both climatic regions — light yellow, pink and yellowish-red to dark red.

The appearance of this clayey weathering type in the Central Morvan was first noted by Mrs. *J. BEAUJEU-GARNIER* (1951). As Mrs. *BONNAMOUR* kindly showed us, it is found there at a height of 650-700 m. (Fig. 2b and 3). During the last few years, this clay-rich weathering type has been found on the plateau between Autun and Le Creusot by our student *W. SPAARGAREN*, and near Arleuf (Central Morvan) by *J. NIEUWENHUIS* ⁵⁾. Mrs. *BEAUJEU-GARNIER* considered this to be Eocene weathering. In our opinion, it is an example of a soil type that was formed on the edge of the tropics, i.e. under conditions that we find at the present day at about 20° latitude on the eastern side of the continents. One may assume conditions like those we find at present on the east coast of Central America and South Florida — not an equatorial but a marginal monsoon tropical situation. A similar type of climate occurred repeatedly during the Miocene (See Part II of this publication). However, this fossil soil profile is a terminus ante quem. That is to say that the peneplain, the altiplanation plateau or the pediment on which the weathering layer is situated, is generally older than this deep soil profile. In the most extreme case, the landform is approximately the same age as the fossil soil.

2) A very sandy deep weathering ("Vergrusung"; "arénisation"). In the European mountains such as the Harz, the Morvan, the plateaus south of Autun (Northern Central France) this soil type may, at present, still go to a depth of 6-10 m. In the Mediterranean area it reaches a depth of circa 50m. according to *WILHELMY* (1950) and others. (Calabrië 10-50 m.; Corsica 20 m. (*KLAER* 1956), Iberian peninsula 20 m.).

In our laboratory the clay content and composition of a number of samples from the Saxon "Erzgebirge" (*J. GELLERT, H. RICHTER*), the Harz and the plateaus south of Autun were examined. The clay content (less than 2 μ) usually varies from 2-7 %. The fact that not only the quartz, but also the feldspar crystals, the micas, etc.

⁵⁾ Dr. G. KRÄHAHN (1960) found such a deep soil profile rich in clay (16—17 % less than 2 μ .) in the Thüringer Wald. The area concerned is a plateau, at a height of 760—770 m., near the so-called Rennsteig, on porphyrite. At a depth of 60—90 cm., the clay consisted of 35—40 % kaolinite and 55—60 % illite. This profile must date from pre-Middle Pliocene.

remain more or less intact is in agreement with this relatively low clay content. (See Fig. 2c-d and 3). The two-phased nature of the weathering product that occurs equally in the equatorial tropical granite weathering and in the above-discussed first (monsoon-) type as the result of the pronounced clay maximum is absent here in the sandy weathering type.

The clay composition of the sandy soil type varies greatly. *DEJOU* (1957) found a definite kaolinite domination and only traces of illite in a profile of 5 m. in the Morvan. Our student *SPAARGAREN* also found a similar example at St. Pierre de Varennes at a height of 415 m. (between Autun and Le Creusot) in which the clay fraction, which was only 2 % of the whole, consisted of about 70 % badly crystallised kaolinite and about 30 % illite. On the Sankt Andreasberger Rumpffläche in the Harz (at a height of 714 m.) about

3 St. Pierre de Varennes

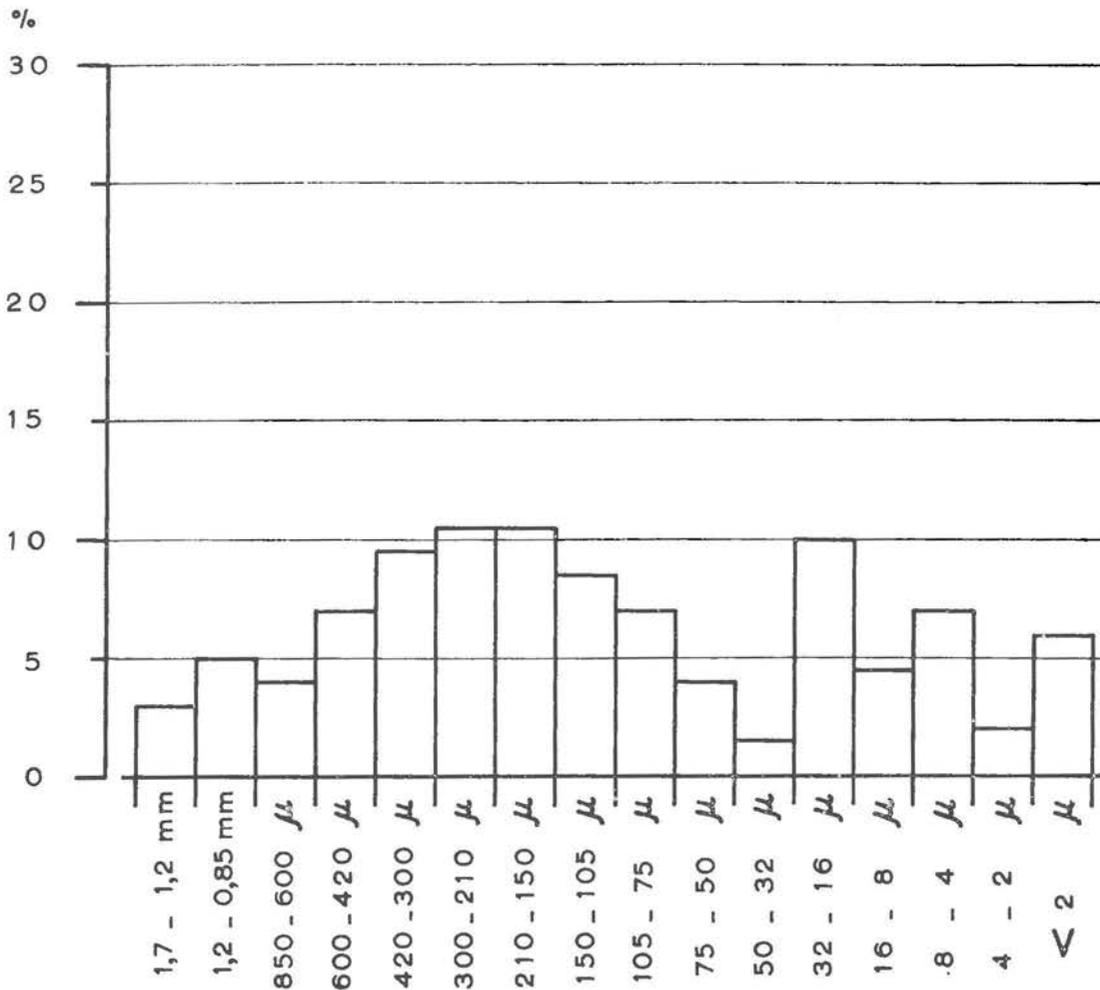
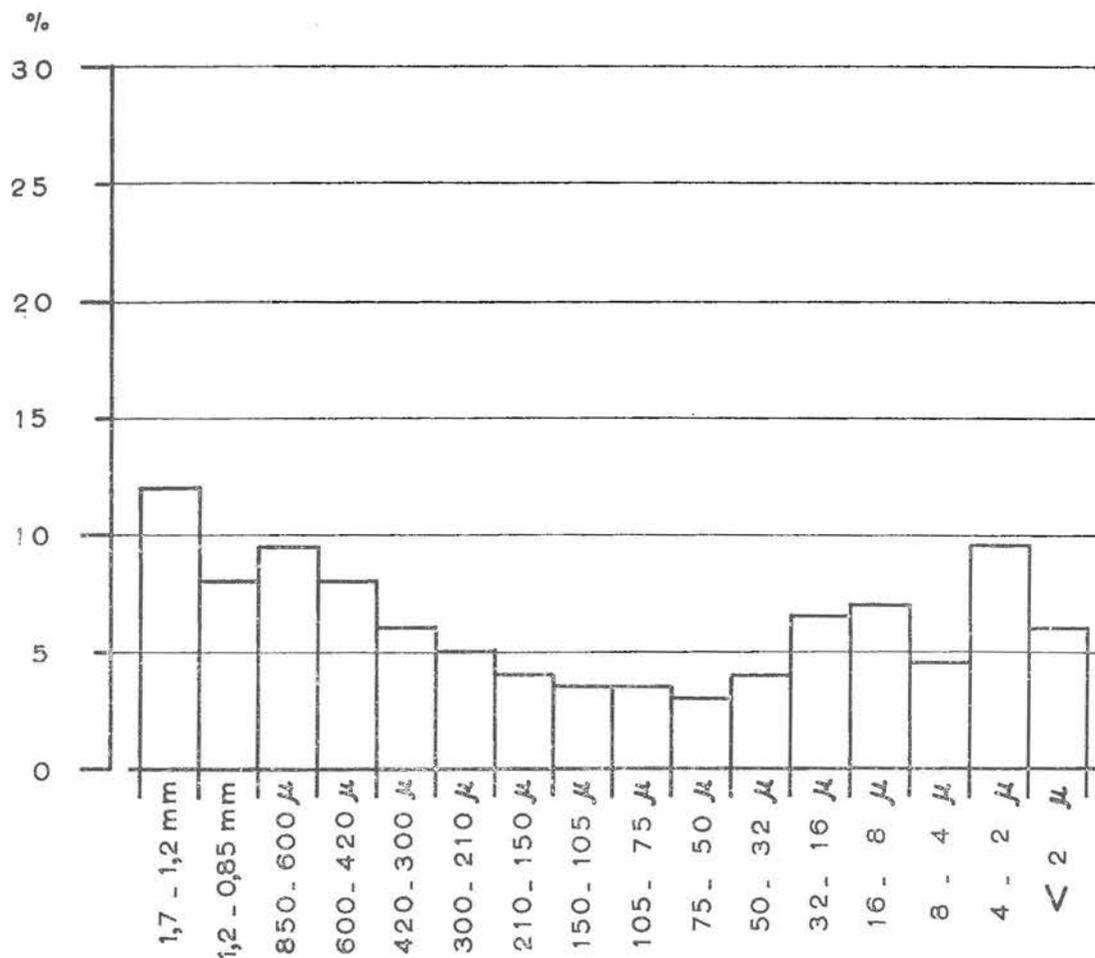


Fig. 2c-d. 2 histograms of the grain size frequency of sandy weathering types of granites. c. Tertiary (Pliocene 1) sandy weathering type — St. Pierre de Varennes (between Autun and Le Creusot); altitude c. 500 m (3). d. Tertiary Pliocene 1) sandy weathering type — Harz & Rehberg; altitude : c 700 m.

4 Harz V



50% illite and not more than 40% kaolinite were found in the sandy weathering layer of the so-called "Brockengranit", at depths of 0.90 and 1.75 m. (clay content 4% and 7% respectively). *BAKKER* took two samples of the „Vergrusungs“-zone of the Brockengranit, also in the Harz, namely on the eastern side of the Rehberg, at a height of 700 m. The granite showed a somewhat gneiss-like development in the second sample. The clay content in both samples was approximately 6%. Both samples have a broad, vague reflection at 11 Å. The granitic sample contained a definitely recognisable proportion of kaolinite, and also some gibbsite. The second sample contained a large amount of gibbsite, and showed weak kaolinite reflections. This composition agrees with the samples *PILLER* (1951) took on the Rehberg. For our problem, the period in, and climatic conditions under which such a deep sandy granite weathering can occur is of great importance. Firstly it may be asked if such a deep sand formation on the granite could still take place under the present West- and Central-European climates. *PILLER* thinks it can. On the other hand, we established a case of recent "Vergrusung" in kociolki in the "Riesengebirge" (Karkonosze) near Sklarska Poremba (Poland) in which the extremely

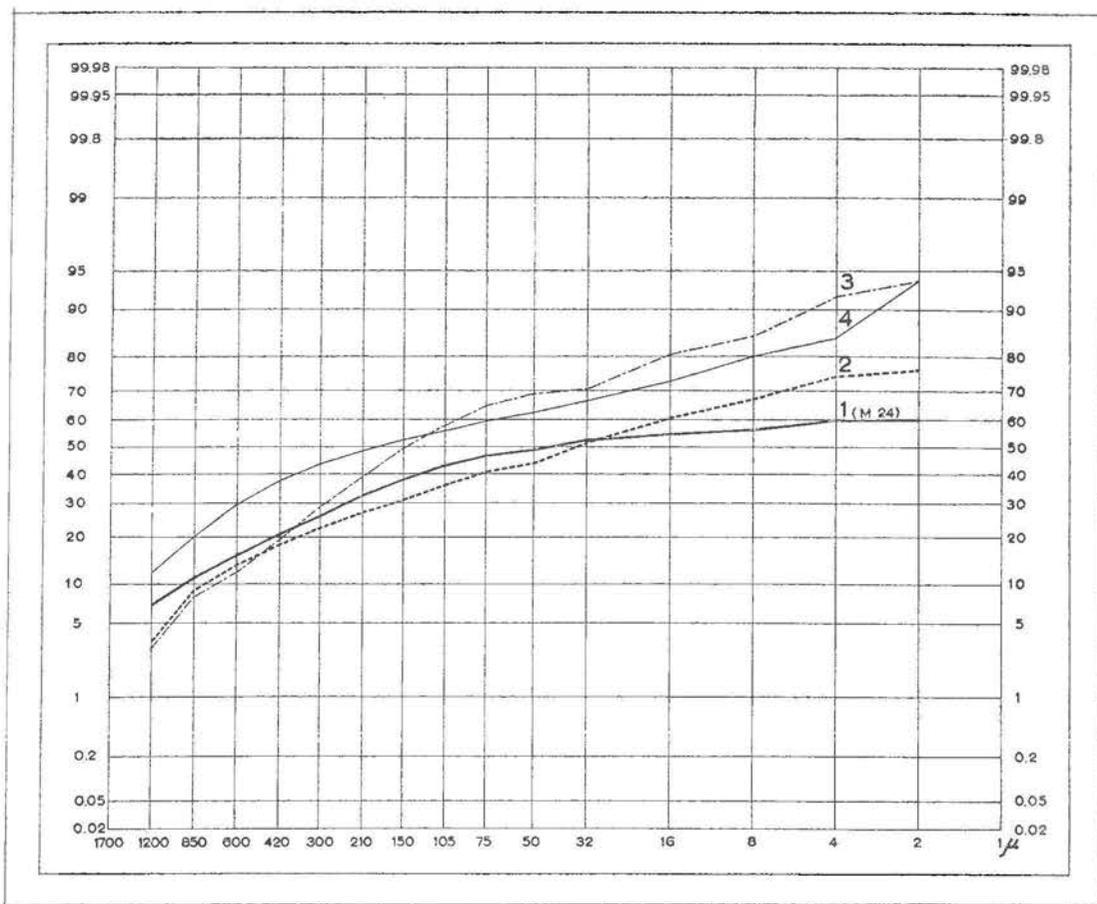


Fig. 3. The log normal probability graph of the histograms 2a-b and 2c-d.

small amount of amorphous clay shows traces of a clay mineral of the montmorillonite type only. In many cases European kociolki material contains no clay at all, and consists only of grit. From what we know of the krynival (periglacial) grit formation during the Quaternary Period in Europe, there was no formation of new clay. In the recent and subrecent weathering types near the Mediterranean Sea almost entirely illite is formed. From *LOTTI's* investigation (1959) it has been shown that the Italian terra rossas consist almost entirely of illite. More to the east, in Israel for example, they also contain fairly high proportions of montmorillonite. Kaolinite is almost completely absent, gibbsite is not found. (See *BAKKER* 1960, among others). On the other hand, clay from a sandy weathering type on granite found *DUMANOWSKI* (Wroclaw) at a depth of 4 m. at Bir Essel (Wadi Essel) on the Red Sea (Egypt) containing only a little more clay than the above mentioned samples, consisted of almost 100 % kaolinite (with a trace of illite). However neither the thickness of the profile, nor the large area of distribution of the deep, sandy weathering layer lend weight to *PILLER's* theory that the arenisation must be recent. On the grounds of stratigraphic-chronological arguments presented by *BÜDEL* (1937), *HÖVERMANN* (1951), *PIPPAN* (1955), *KLAER* (1956) and *WILHELMY* (1958) the most

probable date appears to be early- or pre-Quaternary. There are indeed more arguments to be considered for this point of view than those quoted by the above mentioned authors

1. On the Eastern side of the Morvan and near the Arroux-basin one finds the pulverised zone of the granite on lower plateaus (at circa 300-400 m., for example; *SPAARGAREN* and *DE GRAAFF* than the clay-rich weathering of the first type. On higher plateaus of the central Morvan (at 600-900 m.). *NIEUWENHUIS* found traces of the earlier weathering type rich in clay lying beneath a thick horizon of the more recent sandy granite weathering type.

2. Palaeobotanically (see Part II of this publication) the typical medium-humid, somewhat warmer periods between the end of the Miocene Period and the end of the Reuverian Period are of great importance. In addition an after-effect of the older interglacial periods, that even in N.W. Europe (the Netherlands) still gave rise to a well to medium developed yellow-red weathering, with some kaolinite formation during the Tiglian Period, for example, (See *BAKKER* 1960 p. 80) must be taken into consideration. (Appendix II).

3. Some authors have mentioned a tropical-subtropical climatic relationship in connection with the deep sandy granite weathering. This climatological characterisation is, in part, certainly not true. There is definitely no question of a tropical climate, not even of a marginal humid tropical climate such as we find at present on the east coast of Central America and South-Florida. The clay content is much too low. Apparently it is here a question of a medium-humid, subtropical climate that is related to the Gulf-state climates more or less near the equatorial side of the palm boundary. (See part II of this publication). For the mineralogical comparison of the sandy granite weathering with related profiles in the U.S.A. (see *BAKKER* 1960 pp. 72-73). In our opinion, the climatic conditions for the deep, sandy granite weathering were intermediate between those of the Gulf-state climate near the palm boundary (Cfa-climate) and the Mediterranean Cs-climate a "palm boundary" climate therefore that was very warm, especially in the summer, but (on the grounds of the low clay content) was probably somewhat drier in the summer than the present-day Gulf-state climate, and more humid than the Mediterranean climate. (Appendix II). In addition, there is enough evidence that during the Pliocene and earlier Quaternary Periods moderately humid and drier periods alternated. (See Part II of this article). In the above-discussed warm, medium-humid subtropical situation, a certain amount of moisture was retained in the deep weathering profile during the warm summer, and this resulted in a weak chemical weathering. There was however no question of a strong percolation like that which occurs in deep soils under real humid tropical conditions, and also in Cfa-climates. As a result, the removal of SiO_2 was very limited and the formation of new clay was restricted. Although there is therefore a fundamental difference between the two types of Prissnitz effects, to use Professor *LOUIS*' expression, both the wetter and the drier conditions can be advantageous for the formation of pediments, and also in part of the altiplanative lowering of watershed areas that are not too small and too steep. The first type shows a weathering intensity that, in part, more or less approaches the climatological-pedological assumptions on which *JESSEN* bases his pediment theory. For the latter type, the drier subtropical deep weathering on crystalline rocks, a further explanation is desirable. Observations in the Morvan, the Harz etc. indicate that this drier type of deep weathering

occurs on the watershed, i. e. on ridges, slopes and mountain tops that are not too steep. The transition from the drier deep weathering zone on the watersheds to that in, or near to the floodplains seems to have been more or less gradual. This phenomenon definitely prevents the formation of deflection points at the foot of inselbergs due to weathering alone, especially if one assumes that the climate remains constant. In regions such as Elba, where anthropogenic deforestation has occurred to a large extent, one can in fact see how susceptible the granite sand from the second type of deep weathering is to gully erosion at points where the vegetation is sparse.

On the other hand, the preservation of drier weathering profiles to a depth of 50 m. indicates that, under a forest vegetation, they may remain comparatively intact. If a climatic variation in the drier direction should occur, then the result could be that in, or near to the floodplain, humid forests are preserved, as a result of which, during a not too rapid lowering of the erosion basis, the deep weathering under the floodplain can continue. Above all, a not too rapid vertical erosion of the rivers due either to an elevation of the land surface or eustatic variations of the sea level, so that the soil profile is not completely bisected, is here a very important point. *JESSEN's* theory, like that of *BÜDEL*, is based on the contrast that exists between the more rapid, and more intensive deep weathering under or near to the floodplain and the existing colluvium covered pediment, and the slower weathering on the ridges that protrude above it — the inselbergs, etc. How is this contrast in the case of the drier subtropical deep weathering? In itself a measurable lowering of the floodplains may encourage the growth of a drier vegetation type on the watershed. The effect is notably more marked if the climate also becomes drier. This factor has a double effect:

1. The vegetation on the watershed becomes more sparse, giving rise to an increased soil erosion and a lessening (slowing down) of the already weak chemical weathering.

2. An increased transport of colluvium to the floodplain and the existing pediment area that helps to keep a sort of Prissnitz effect under the floodplain and its surroundings in spite of the vertical river erosion. However, in our opinion, the amplitude of these subtropical climatic variations should not be exaggerated. The absence of notable amounts of montmorillonite in the known deep arenisation profiles on crystalline rocks does not in anyway indicate a strong steppe influence⁶⁾. Although steppes may have existed in places, the driest climate that must in general be considered here is probably the Western Mediterranean type. The dry deep weathering of about 50 m., that is able to extend downwards in the course of a fairly slow vertical erosion of the rivers, is of the same order of magnitude as that in humid tropical regions. This might also explain the fact that, given that the elevation is sufficient, many of the different levels of piedmont benchlands from the late Tertiary Period show a difference in height of 50-100 m.

From a summary of the above — mentioned points, one must conclude that in the European mountains relics of at least two different types of deep weathering appear

⁶⁾ *KREBS* and *TEDROW* (1958) describe related clay compositions in New Jersey. In these profiles, together with feldspars, gibbsite, and kaolinite a fairly large percentage of vermiculite and illite was found. Probably these profiles were originally situated on the Southern side of the palm boundary. See the critical description in *BAKKER* 1960 pp. 73.

⁷⁾ See the distribution of clay minerals around the Atlantic Ocean in *BAKKER* (1963). The pH of the sandy weathering material can actually be very low (4—5) which does not exclude a posthumous destruction of the montmorillonite.

at present. This can be explained only by assuming at least two totally different climates :
1. A climate like that which we now find on the east coast of Central America, Florida and Southeast Asia that must have dominated during various periods before the Pontian. (See Part II). This opinion agrees more with that of *JESSEN* (1938) than that of *BÜDEL*, who prefers to consider a situation similar to that found in Africa between about 0° and 12° latitude today.

2. A medium-humid subtropical climate, that lies between the Cfa- and the Csa-climate as regards precipitation. One could characterise it as a medium summer-humid palm boundary climate. This type of climate occurred intermittently, mostly during parts of the Pliocene Period, although the earlier interglacial climates must have been more or less of this type, including the long Mindel-Riss interglacial period.

Excluding smaller climatic variations, the types of weathering on crystalline rocks show that, during the second half of the Tertiary Period, important climatic variations that are not, or at least not sufficiently considered in the theories of *JESSEN* and *BÜDEL*, took place.

C. Footpoint weathering and footpoint erosion near inselbergs in crystalline rocks

It is *JESSEN*'s merit that he has stressed the singular position of the „footpoint” F (fig. 1) especially in his Angola treatise (1936). This part of the theory appears to have been overlooked by *BÜDEL* ⁸⁾. Even so, in both theories it may be asked in how far the total difference in weathering type ⁹⁾ on each side of the „footpoint” may be explained, without assuming climatic variations. This question will now be further discussed, together with the vegetation cycle of *FREISE*. Firstly one must bear in mind that, during his investigations in Angola, *JESSEN* (1936) considered only climatic variations resulting from the increased height due to relative elevation of the land surface. Naturally such climatic changes can play an essential part only when the difference in height between the various pediments is large. This is true for Angola, but not for Europe. In most European crystalline mountains (excluding the Alps) the various levels of the piedmont benches are usually not more than 100 m. above one another. Such differences in height can therefore cause no appreciable differences in climate and weathering intensity.

Further, it is our opinion, that certain changes in *JESSEN*'s cycle (fig. 1) are to be explained only if climatic variations in a drier direction took place. This is true especially in the case where the plateau T₁ changes over to the narrow inselberg T₂. *JESSEN* here suggests that the loss of the weathering layer in situ on T₁ is responsible for the narrowing. This is in fact only one possibility. In the Voltzberg region in Surinam (Af-climate) there are also wider plateaus on which no deep weathering layer is to be found. What then is the reason that they have suddenly lost their soil? If one excludes the anthropogenic factor, there is only one possible answer : because a drier period with a more sparse vegetation and increased soil erosion preceded the present climate. (See *BAKKER* 1960 and 1963). With reference to the arguments given in the latter publication, that during the Würm

⁸⁾ For Europe it is true that *BÜDEL* repeatedly gives examples from regions that are not composed of crystalline rocks. But from his theory it does not seem that he intends his conclusions to be applied only to these types of rocks. We therefore assume that *BÜDEL*'s theory is also true for granite landscapes.

⁹⁾ By the weathering on granite inselbergs covered only with algae and lichens pH's greater than 7.5 even greater than 8 can occur. In tropical rainforests the pH of the soils lies between 4 and 6 (see *BAKKER* 1957 and 1960).

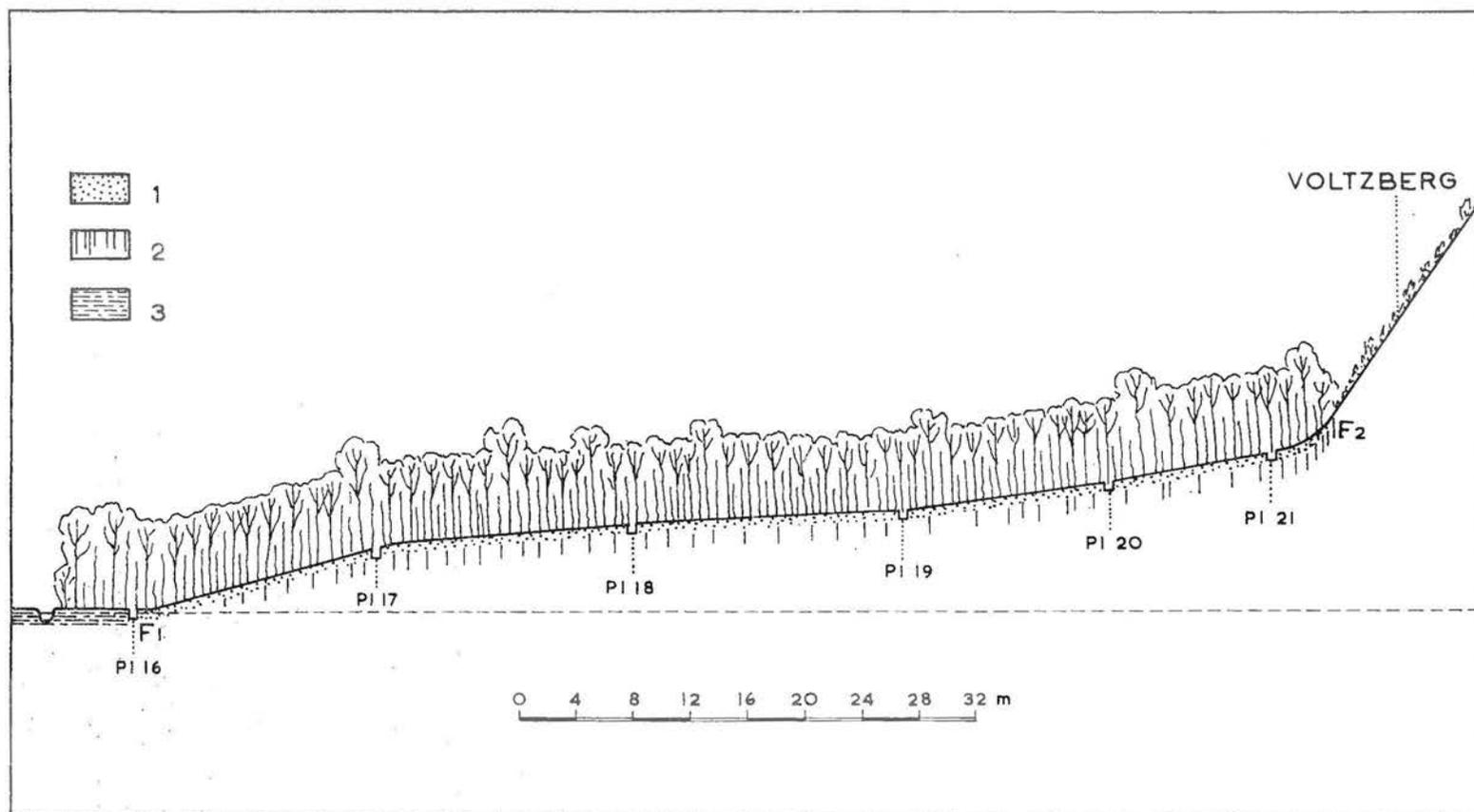


Fig. 4. Débris rich in epidote, and rotten rock zones at the foot of the Voltzberg (Surinam). See also the rotten rock zone near F₂ in the lowest part of the steep inselberg slope. During the previous Savanna climate there was a footpoint near F₁. — 1. Débris; 2. Rotten rock; 3. Alluvium. Height of the canopy circa 20-30 m.

Period the climate in Surinam was drier than at present (a humid, perhaps even in places dry savanna), the following facts may be quoted :

With the help of pits and borings it was possible to investigate if, at the footpoint a zone of rotten rock is to be found under the inselberg self. This was indeed the case. As a result of the radially directed gully erosion, the steep wall of the Voltzberg, which shows angles of inclination of from 52-81°, was undercut. On the flat form associations in fig. 4 (inclination from 3-10°) there is in fact so little debris that it is doubtful, if a thick colluvium ever existed here. This seems unlikely. Moreover, at a depth of 0.95 m. a halfweathered kociolki and other factors indicate that not too long ago a bare granite surface lay here at the foot of the Voltzberg. (See *BAKKER* 1957). One has the impression that here in Surinam the area of the inselberg landscape decreased in favour of the tropical rainforest and the edaphically influenced evergreen forest, also in part due to an increased humidity in the climate. Just here, where the colluvium cover formed from grit falling from the inselberg, is so extremely thin¹⁰⁾, it is probable that an increased humidity in climate was an equally important factor for the gaining of rotten rock and tropical rainforest over the above cited flatter forms. The following argument also supports the hypothesis that the climate of Surinam has become more humid : on flat granite tops of approximately the same height as the terrace just mentioned remains of a thin laterite crust were found, in which illite (circa 20 %) and the heavy mineral epidote (9-28 % of the heavy fraction) were both present. In the immediate neighbourhood of these terraces these minerals do not occur in the deep soil profiles under the tropical rainforest. At a pH lower than 6 and by soil temperatures of 20-30° C epidote apparently weathers very rapidly. Therefore not only does this show that at this point a drier savanna climate, in which the laterite crust was formed, existed not so long ago, but that the *FREISE* vegetation cycle¹¹⁾, irrespective of the fact that it does not hold for granite inselbergs steeper than circa 45-50°, is not to be explained without important climatic variations. (See *BAKKER* 1960 pp. 89-91 and 1963).

As has been shown from the soil data from Central Africa, it is also possible to show for Surinam that during the Quarternary Period in the equatorial tropics a very important climatic change took place. *BÜDEL*'s opinion that this is not true cannot be accepted. In *JESSEN*'s Angola treatise there are also indications that here climatic changes occurred. In fact, on the ground of the work of Belgian soil experts there can be no doubt that the

¹⁰⁾ An increased soil erosion on the higher plateaus can result in an increase of the colluvium accumulation in the lower regions. Such a change in the regolith covering can, in spite of the aridity of the climate, result in an expansion of the forest area and of the deep weathering zone in lower areas. *OLLIER* (1960) is of the opinion that all inselbergs were once covered with a regolith layer. In our opinion such a theory can only be true the lower inselbergs and then certainly not in all cases. We saw that in Surinam, where the inselbergs in the granite only represent a relic of a drier period even the lower granite plateaus are without a regolith cover.

¹¹⁾ *FREISE*'s vegetation cyclus comprises the following stages :

1. Bare granite and gneiss ridges and inselbergs (mostly covered with Lichens and Algae). See Fig. 5 and 6.
2. Forming of humus via a Lichen-Algae and low savanna-vegetation.
3. Immigration of trees (first leguminosae).
4. Development of the "large scale enterprise" of the tropical rainforest with strong weathering.
5. Degradation of the tropical rainforest together with crust formation (in the B-horizon) and soil erosion.
6. Further degradation of the tropical rainforest to a „Kümmerwaldung" or rather savanna forest.
7. Domination of the grass vegetation, destruction of the remains of the soil profile.
8. Emergence of inselbergs and ridges without (a higher !) vegetation.

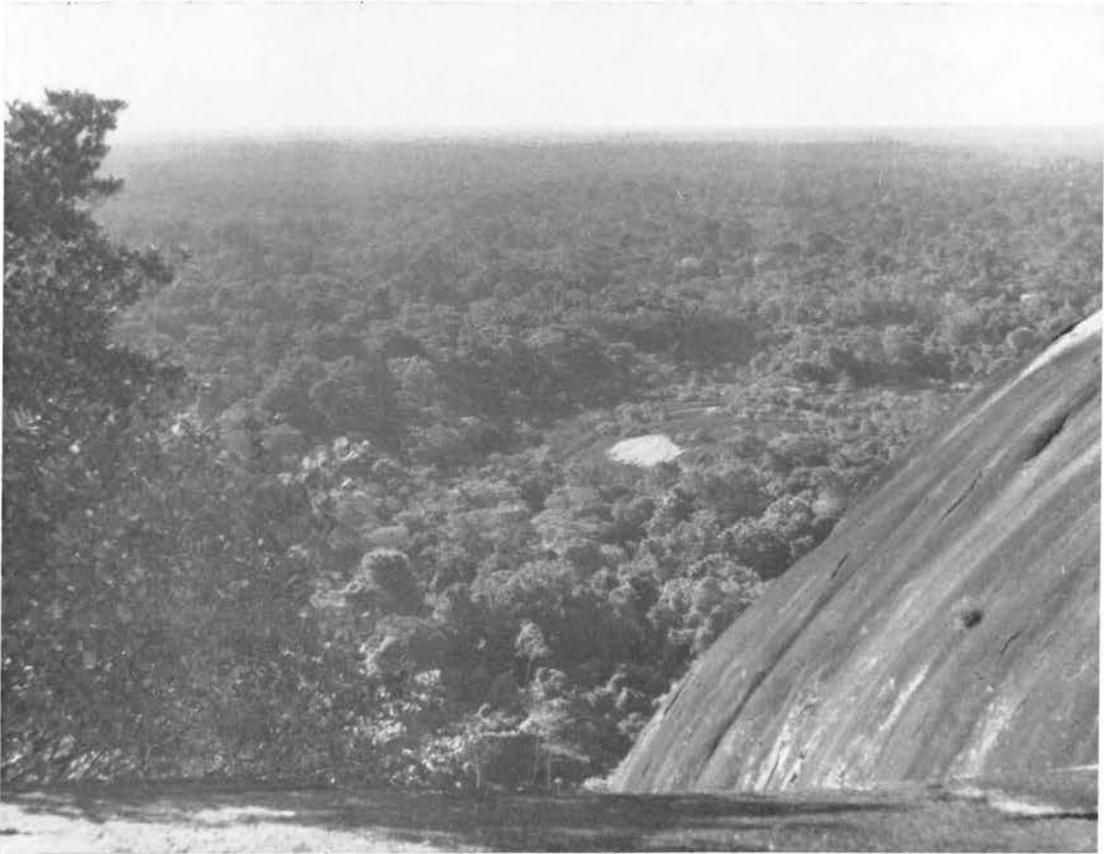


Fig. 5. The last relics of an inselberg landscape in an invading tropical rainforest. See the low „granietplaat” with a savanna vegetation and the steep Voltzberg (Surinam) in the foreground. — Photograph Dr. J. P. Schultz.



Fig. 6. The savanna vegetation on the central part of the low „granietplaat” (Voltzberg region Surinam). In the foreground : Bromeliaceae. — Photograph Dr. J. P. Schultz.

whole region between the two African desert belts experienced important climatic changes during the Quaternary Period. This is also true for the whole of the Tertiary Period, as VAN DER HAMMEN has shown for Columbia.

Therefore JESSEN's theory is incomplete, in that it shows gaps that can be better explained by assuming climatic changes, and in addition is based on an otherwise excellent investigation of a region (Angola) that must have undergone climatic variations. However, it remains an essential point that JESSEN recognised the intensive footpoint weathering and footpoint erosion in crystalline mountain ranges, which must occur everywhere where a tropical highforest or a dense savanna forest region verges on a bare inselberg. (See also the dambo situation in ACKERMANN 1936). However, it must be emphasised that only in more arid savannas and steppes where the gallery forests form a definitely marked zone the footpoint zone is more or less linear. By tropical rainforest and the edaphical variation of evergreen forests in the equatorial tropics, the footpoint boundary is extremely complicated. In addition, the footpoint zone has no constant size. Under the influence of climatic changes it shifts, as was shown above, partly because the colluvium zone also shifts. As we already remarked, in equatorial regions such as Surinam the inselberg's are only poor relics of a more arid period (See Figs. 5 and 6).

D. Deep weathering on less resistant gneiss and other types of rocks

Under these types of rocks we understand easily weatherable gneiss, weakly metamorphous slates, shales, marls, sandstones, etc... The pur chinks with karst-hydrography are in general not considered.

The Geological Survey of Surinam has made borings in rotten and hard rocks for various purposes. As a result the average maximum depth at which completely unaffected hardrock is reached has been established : 35 m. for a rutile-sericite-calcite-quartz-chloritoid-chloriteschist (BLEYS 1953) and 47 m. for talkschists.

JESSEN (1938) reports a peneplain on gneiss under Lower Miocene browncoal in Czechoslovakia near Frantiskovy Lazne (Franzensbad) that is weathered to a depth of 28,5 m. At Bonnelles and other points in the neighbourhood of Liège, the pre-Middle Pliocene weathering zone on slates and other parent material under the silicious oölitic gravel does not go deeper now than 10-20 m. ¹²⁾ In Luxemburg the Miocene and Pliocene plateau loams on the Keuper, the Lias and the Dogger do not go deeper than 6-8 m. at present (See LEVELT 1964).

In equatorial tropical regions, such as Surinam, the clay from the deep weathering material consists mostly entirely of kaolinite. This was established by BAKKER, in the deep weathering zone from the slates under the basalt of the Nassau Mountains, and elsewhere. Also in the U.S.A., in addition to examples with less kaolinite, yellow-red soil types with 100 % kaolinite can occur (See BUCKMANN and BRADY 1962).

In the Congo-basin, near the Equator, the clay fraction of the weathering products consists almost entirely of kaolinite, although there are examples in which illite also appears (See BAKKER 1963).

The situation in the fossil weathering products on the plateaus of the European mountains is generally very different. Even from easily weatherable parent material, such

¹²⁾ We observed in the Oesling (Luxemburg ; investigations on the subsoil of the "Wiltz"- and "Ourtsperren" for the Luxemburg Geological Survey) that in incompletely closed joints in slate extremely small quantities of clay (kaolinite and illite) can reach to depths of about 200 m.

as the Lower Oligocene sands in the Dutch-Belgian frontier region near Maastricht and Liège the clay fraction is still almost incompletely kaolinised. The clay content of this little-consolidated parent material lies mostly between 10 and 20 %. Illite predominates strongly in its clay composition. The clay composition in the yellow-red weathering product, that may reach a depth of circa 15 m. is predominately kaolinite. We found circa 80 % kaolinite, in one case even more than 95 %, but this is a great exception. This becomes very obvious when we consider the yellow-red weathering zone on another rock type under the siliceous oölitic gravel in the above-mentioned Belgian-Dutch region. Where Senonian rocks appear as the parent material, as on the Vaalserberg, the weathering product (60 % less than 2 mu) contains approximately 55 % kaolinite, and the rest being mainly illite, with small amounts of montmorillonite (See the clay composition of the parent material in Appendix I). On marls, shales, etc., that are only slightly porous, the kaolinite content of shallow Tertiary soil profiles is usually between 30 and 65 %.

During the Upper Reuverian Period the kaolinite content begins to decrease, at least in the Dutch sediments. In southern France and Italy the case may be, in fact, somewhat different (See *FRIEDMANN, TERS* and *GUILLIEN* 1962). We return to this point in Part II. Up to now we know of only one example of an extremely high kaolinite content in a weathering profile in central and western Europe, namely in Poland. In a jama from a relic of a mogote we found circa 80-90 % kaolinite (fig. 7) during an investigation for Mag. *POKORNY* (Krakov). According to the Polish investigators this high kaolinite content in the jama was formed in the pre-Miocene Period. Indeed there are indications that during the Eocene and Oligocene there were periods which definitely approached a humid tropical climate (See Part II). In general the clay content and the clay composition on the European non-granite plateaus corresponds to that from the older type (pre-Pontic) of granite weathering in Western, and Central Europe ¹³). They certainly do not indicate an equatorial climate in low latitudes. Rather the climate, especially in the Miocene, appears to have had a humid, Yucatan — South Florida — to humid subtropical character for reasonable periods, as *JESSEN* (1938) already observed. This is indicated by clay composition as well as the rather moderate depth of the fossil weathering profiles on slates, marls etc...

LEVELT (1964) has shown that in Luxemburgs Gutland the degree of fossil weathering on high plateaus is greater than on low ones. Unfortunately in many other regions it was not always possible to establish that the degree of weathering on higher plateaus *casu quo* on higher pediments is greater (earlier) than on lower plateaus. Very intensive mapping is necessary to establish the distribution and the habitus of older and younger weathering profiles that occur next to one another on the same plateau. If one examines one, or a few profiles, one runs the risk of making great mistakes in the geomorphological interpretation. This might be a result of the fact, that, on the one hand, *humid, warm* climates that were not very different in type predominated during parts of the Neogene Period. On the other hand, these climates were now and again interrupted by fairly dry, to very dry periods, that were responsible for a strong silicification on chalks and marls at, or near to the surface, and the formation of different clay minerals. The familiar

¹³) It must be stressed here that the familiar grey-white and yellow-red clay from fault- and faultline regions, by Malvoisin (Belgian Ardennes), Geisenheim (Taunus) and the Finne-fault region on the Eastern side of the Thüringer Wald for example, that are so important for the pottery industry have approximately the same composition. The kaolinite is in fact generally dominant, and yet reasonable percentages of illite and occasionally even of montmorillonite still occur.

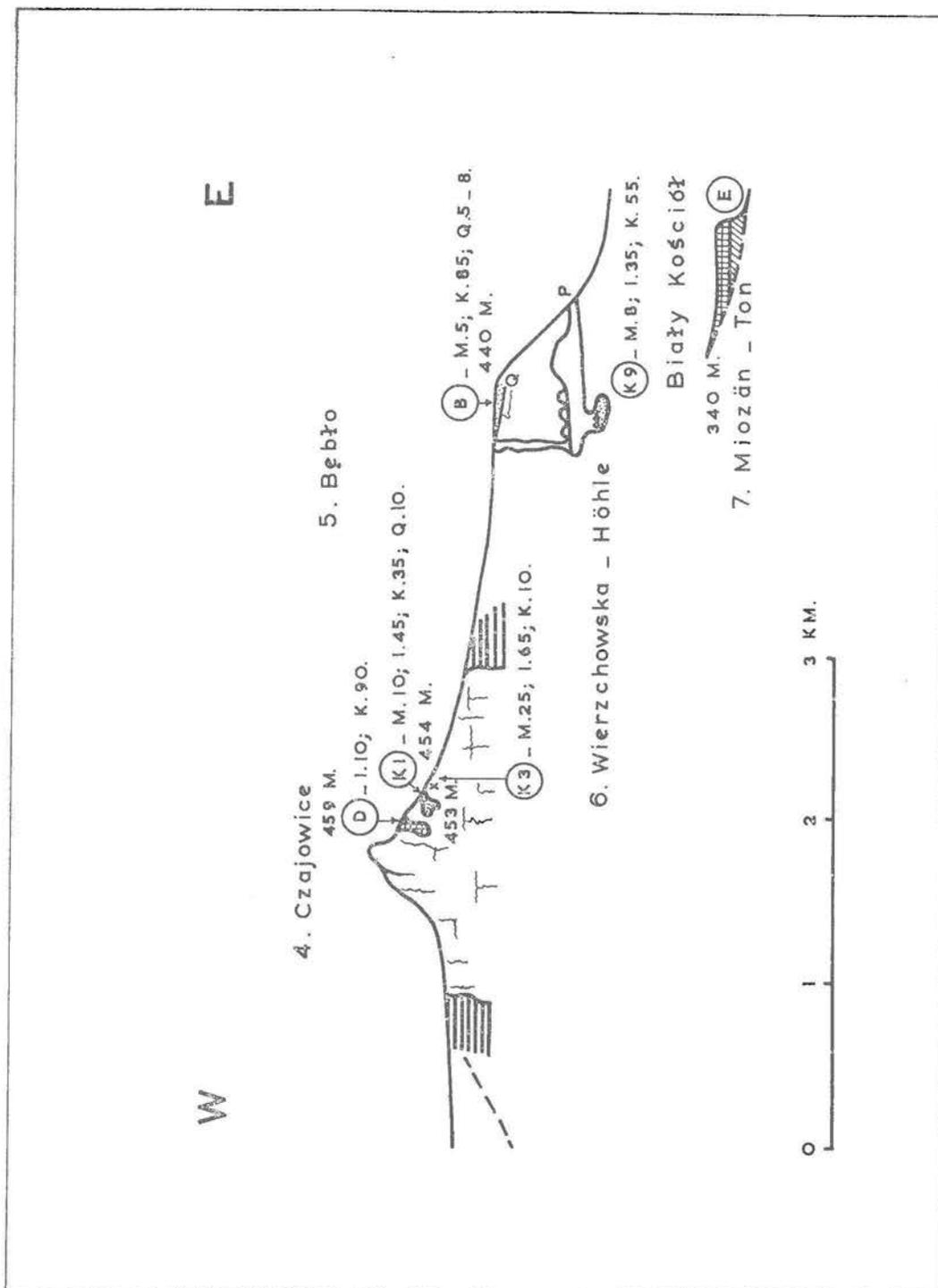


Fig. 7. A relic of a mogote near Czajowice (Poland-Krakov region). See the high percentage of kaolinites in the clay of the jama. The sandy sediment on the pediment (440 m) near Bębło contains circa 85% kaolinite. The clay of the younger Wierzchowska cave consists of kaolinite (circa 55%), illite (circa 35%) and montmorillonite (circa 5-10%). It contains a middle Pliocene fauna (Kowalsky). Drawing after Mag. Pokorný.

„pierres de Stonne”, which *LUCIUS* mapped in Gutland (Luxemburg), and the sandstone quartzites from the Paris Basin, are examples of formations from such drier periods (See Part II). One can find these „pierres de Stonne” on chalks and marls and on sandy limestone plateaus just as one finds the fairly deep plateau loams with kaolinite domination. In our opinion, they are evidence of a fairly rapid alternation of drier and more humid periods in Europe, during the Miocene Period etc... (See Part II). Such changes in the types of climate give, by a shift in the drier direction and a decrease in the density of the vegetation, an opportunity for intensive soil erosion before a quartzite armour was formed. And this could be part of the explanation of the fact that in many cases there are no great differences in the Tertiary weathering types on pediments at various heights. In other words, the earlier deep weathering systems were mostly eroded away during the dry periods, the Quaternary Tundra climates or in the transition periods.

E. Chronological comparison of the above-discussed deep weathering with that on granite

We have already made a comparison between the deep weathering on marls, shales, slates etc. and granite for one point. It is now necessary to extend this comparison somewhat. *BÜDEL* (1961 p. 317) says :

„Aus nahezu 30 anderen wurden die Spuren einer ungeheuer reichen, randtropischen Tierwelt aus dem Oligozän geborgen. Noch jüngere Funde zeigen, daß dieser Klimacharakter bis in höherem Pliozän anhielt, in dem die Hauptgäufäche (300 bis 320 m) noch mit den gleichen Formelementen angelegt wurde. Völlig analog gebaute Flächen und höher aufragende Flächentreppen dieser Art finden sich im Rheinischen Schiefergebirge, im Thüringer- und Frankenwald, im Erz- und Fichtelgebirge, wo den Rotlehmschlotten der westlich anschließenden Kalk-Altflächen bis 70 m tief reichende, aus dem Jungtertiär stammende Vergrusungszonen im Granit und anderen kristallinen Gesteinen entsprechen.”

This opinion needs defining for various reasons. First we consider *BÜDEL*'s opinion with respect to the dating and characterisation of the climatic variations that he assumes. However attractive parts of *BÜDEL*'s theory may be to us, it is obvious that some more details are necessary. It is certainly not true that during the Upper Pliocene Period a marginal tropical climate dominated in western Europe. The marginal tropical climate ended in the Upper Sarmatian Period, c.q. in the Pontian (See Part II). After this date one may only speak of a palm boundary climate, that alternated with more arid periods. The second important climatic change takes place during the Reuverian Period, at least for the Netherlands and the neighbouring regions, not first in the Villefranchian Period therefore, as *BÜDEL* suggests. In the Upper Reuverian Period, the kaolinite content (15-20 %) of the clay fraction was already greatly decreased, and was then only a little different from that during the Tiglian Period (Villefranchian Period). The „Hauptgäufäche” (300-320 m.) has its counterpart of the same height in the upper reaches of the Alzette river in south Luxemburg, as *LEVELT* (1964) established. On a 300m-pediment in south Luxemburg the sediments and soils show only a slight degree of weathering (See *LEVELT* 1964). Their kaolinite content is low, and notably similar to that in the Upper Reuverian Period. There is yet another point. During the Upper Pliocene Period, the character and degree of weathering of the river gravel also gradually changes (Investigation by our assistant *E. KUMMER*, and *C. VAN DER LINDEN*). The earlier siliceous oölitic gravel is very poor. It consists almost completely of very hard quartz, flints and lydites. At the end of the Pliocene Period more and more quartzites are added, (including

Revinienquartzites in Dutch South Limburg), and also the more colourful components such as sandstones, limestones, etc... Now one finds Muschelkalk- and porphyric pebbles at a height of circa 340 m. in the Iphöfer Pforte (Steigerwald ; Upper Franconia) within the range of the „Hauptgäuflächen”. *BÜDEL* himself reported this during the excursion for the "Würzburg Geographentag" 1957.

Indeed, *BAKKER* (1930) had already found small coloured sandstones and Muschelkalk pebbles 35 years ago on terraces c. q. pediments by the Main and the Kahl at a height of about 290-300 m. In the Thüringer Wald one finds sediments containing *Mastodon arvernensis*, from the Tiglian Period therefore, on the broad, pedimentlike terraces of the Gera. Here also, the pediment appears to be much older than the sediments that cover it (See *KRÄHAHN* 1960). *PLEWE* (1937) and *BAKKER* (1948) independantly showed that the main terraces of the Rhine are young Tertiary pediments, on which early Quarternary gravel of an entirely different nature was deposited. This brings us to *LOUIS'* important hypothesis, that he formulated for the „Schiefergebirge" of the Rhine (1953), and enlarged for the Eastern Alps during a lecture in Amsterdam. *LOUIS'* opinion implies that there is a great degree of probability that amounts of gravel may have been deposited that are notably younger than the pediments on which they are found, especially on some lower pediments in the European mountains and the eastern Alps. An opinion therefore that is very similar to that of *PLEWE* and *BAKKER*. However, it seems to us, that similar, sometimes periodic or episodic addition of gravel to pediments is stimulated not only by differential earthcrust movements, but also to high degree by climatic shifts in the more arid and sometimes colder direction (In general since the Upper Reuverian Period, colder and drier usually seem to go together. See also *SZAFER* 1954). Indeed, so long as there is a reasonably deep weathering zone on all the plateaus, be it rich or deficient in clay, there is very little chance that important amounts of gravel can be added. This will happen only when (as a result of an increasing aridity of the climate) increased soil erosion takes place, and the transition zone between deep weathering and the parent material is exposed. In such a transition zone, one finds, even in the reasonably warm, humid types of climate, less affected blocks of rock that remain as gravel after transport over long distances. One of us observed how, both in Brazil and North Carolina, as a result of strong soil erosion of the fine yellow-red soils, quartz blocks came to the surface. In both areas the increased soil erosion was anthropogenic, but by an increase in the aridity of the climate, it can have a natural origin too. Returning to the Franconian „Gäuflächen" (Fig 8), it must be pointed out that the mixed gravel found at a height of 300-340 m. in the Main area probably dates from the Upper Reuverian Period or from a more recent period. *BÜDEL* (1961 p. 317) now supports the theory of a subtropical, semi-arid climate that *BAKKER* described during the above-mentioned excursion. However one must also distinguish between the chronological order of the diverse deep weathering stadia on the one hand and the later gravel sedimentation on the other. It is certainly obvious that those pebbles that have been transported many kilometres to the "Iphöfer Pforte" must date from a more recent period than that part of the Pliocene in which deep arenisation of the crystalline rocks occurred. As we have seen already, this arenisation period must lie mainly between the Pontian and the Upper Reuverian Periods, in our opinion. Even so, it may be asked, if the enormous breadth of the "Hauptgäufläche" in Franconia does not indicate that its first development is from a much earlier period, and had already begun in the Sarmatian

DIE FRÄNKISCHE GÄUFLÄCHE, EINE FOSSILE TROPISCHE EINEBNUNGSFLÄCHE MIT ISOLIERTEN UND RAND-SPÜLPEDIMENTEN, AUSLIEGERN UND SCHILDINSELBERGEN. (stark überhöht).

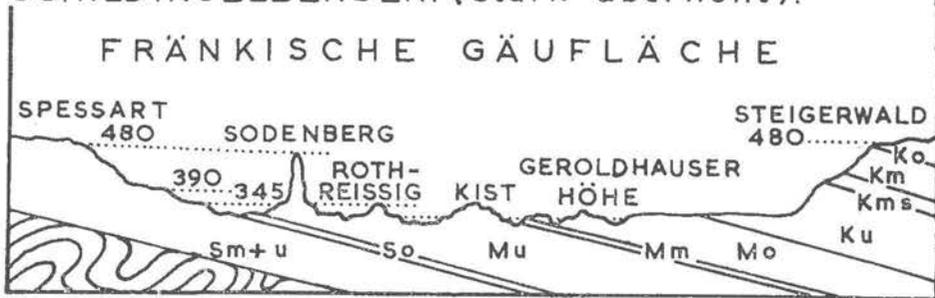


Fig. 8. See text.

and Pontian Periods. The consequences of this must therefore be that the beginnings of the „Hauptgäufläche“ were already present during the deep weathering period that preceded the medium-humid subtropical „Vergrusungsperiode“ that manifested itself on the younger granite plateaus, and then further developed during the Lower and Middle-Reuverian Periods. The smaller pediments with „Hauptterrassen“-characteristics certainly appear to be pre-Tiglian, and were probably mainly formed during the Brunssumian and Lower- and Middle-Reuverian Periods. In connection with LOUIS' hypothesis, the question of whether BÜDEL's „Schildinselberge“ (fig. 9) on the Hauptgäufläche emerged from weathering layers in situ or from a later gravel layer, arises. We will not go further into either the inselberg problem in weak metamorphic and compact sedimentary rock types or the Mogote problem in limestones here. It must be emphasised that the relationship between chalk- and dolomite-landscapes and pediments on slightly dipping marls, sandstones, etc. is sometimes more complicated than BÜDEL suggests (See HÖHL 1963). The Sula problem, especially BÜDEL's conclusions, will be discussed critically in a publication by BAKKER and WIGGERS.

TROPISCHE EINEBNUNGSFLÄCHE MIT RAND-SPÜLPEDIMENTEN, ZONALEN (AUSLIEGER-) UND SCHILD - INSELBERGEN.

(Typ: Nordnigerien, Südsomalien).

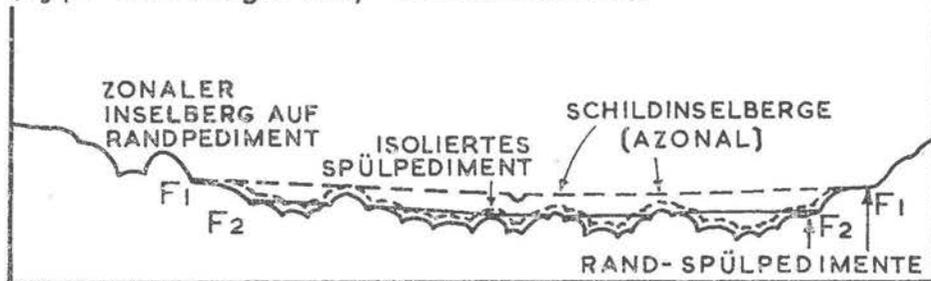


Fig 9. The emergence of „shield inselbergs“ from the regolith cover (after Büdel). See text.

C. More observations on BÜDEL's theory of the „Doppelte Einebnungsfläche”

BÜDEL's theory differs on one essentially point from that of JESSEN, namely as regards the advancement of the processes which occur at the footpoints F, F₁ F₂ in figs. 9 and 10. No débris was amassed here. The Prissnitz effect played no part therefore, and in agreement with this, BÜDEL shows no weathering zone at F₁, F₂ (Fig. 10 etc). This is a situation which will occur in special cases only. Firstly, when the lateral river erosion in the high water level continually frees the Spülpediment from its ortho-eluvium and colluvium. (See BAKKER 1957). Bearing in mind the fact that, even in a river with many sulas, the greatest difference between high and low water level that is found is circa 10 m., this situation naturally ceases to exist as soon as the river has cut down to a depth of a few metres. Then in an area with tropical rainforest and savanna bush vegetation, the weathering in situ on the "Spülpediment" will begin immediately. Indeed, there is hardly any reason why under such conditions the deep weathering that is so important at the points

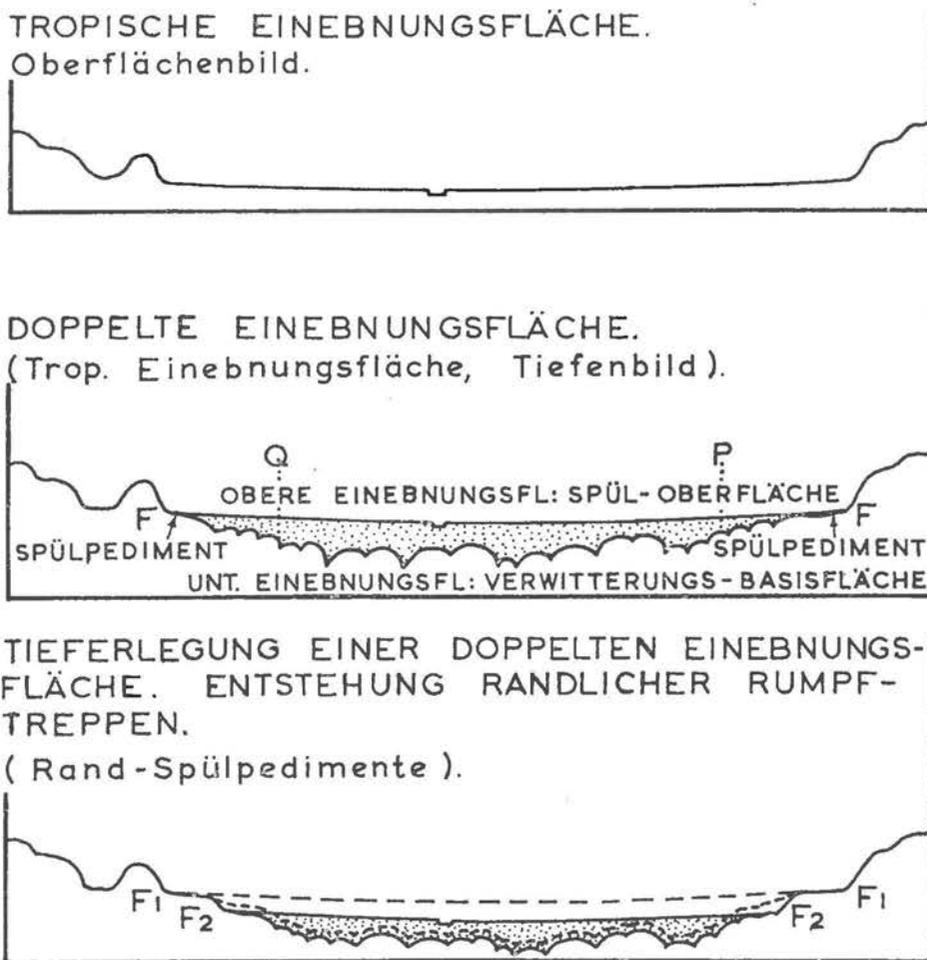


Fig. 10. Schematic representation of the different stages of planation with development of „double surfaces of levelling”. — FF, upper subaerial surface. The lower subterranean surface is found at the base of the zone of weathering (after Büdel).

P and Q for example, suddenly ceases completely at the point F. In addition, colluvium can amass at the point F, and, being so close to the ground water level, must result in a Prissnitz effect. As we have already seen, *BÜDEL* favours the term "humid tropics" (equatorial forest and humid savanna zones) in his theory. However, as a result of *BLEYS'* investigation near Brokopondo in Surinam (1953) it has been shown that deep weathering in schists on valley slopes (relative height 12-45 m.) under equatorial forests goes to a depth of 35 m., while in the sulas (cataracts) it does not go deeper than 14 m. This is evidence enough to show that we have a completely different situation for the above named climate types than *BÜDEL* assumes. In general, *JESSEN's* assumption seems to us to be much nearer the truth. And in the case of dry savannas and steppes? Accordingly as the vegetation becomes sparser, the soil erosion increases on the hills and inselbergs, while as the climate becomes drier the chances of amassing débris in the floodplains also increases. Two main types of vegetation distribution are notable here: 1. The gallery forest type with more sparsely covered interfluvial areas. 2. A vegetation type like that one finds in Rhodesian dambo's (see *ACKERMANN* 1936) for example, in which the floodplains are mainly grass-steppes and a savanna vegetation is found on the valley slopes and the watersheds ¹⁴). Under both types of vegetation cover however, footpoint accumulation of weathering products occurs, which must result in a Prissnitz-effect whenever the layers are not too thin.

In our opinion *BÜDEL's* cases will occur under special conditions only for instance, when a climate changes very rapidly from a savanna type to a dry steppe or a desert steppe with short, but very heavy precipitation periods. Under such circumstances perhaps it is possible for the pediment to lose its deep weathering zone and its colluvium due to the action of lateral river erosion and sheetfloods. Meanwhile the climate has become

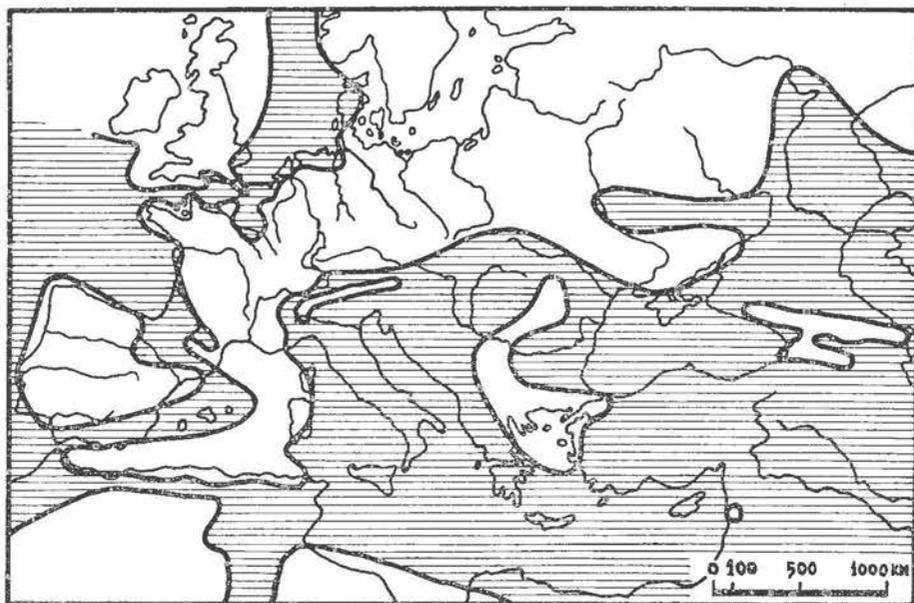


Fig. 11. Distribution of land sea in the Lutetian (After G. Wagner, Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte).

¹⁴) Actually both types of vegetation are strongly influenced anthropogenically.

so dry that no renewed deep chemical erosion occurs under the thin screes of the pediment. Again a climatic change, therefore. In this connection it is a notable fact that in fig. 11 of his 1957 publication (p. 114) *BÜDEL* gives "Felspedimente" etc. from the southern Sahara near the Hoggar mountains as examples of his theory. This opens perspectives for a totally different possibility for *BÜDEL*'s theory, in which *BOBEK*'s important investigations in the landscape round the Iran Basins (1961) must be especially noted. It is here a question of levels on the edge of extremely arid sedimentation basins, that in fact protrude notably above the sedimentation zone. These levels, which may equally be altiplanation niveaus or older pediments, were rapidly lowered to a "Spülpediment" under the influence of sheetfloods, rillwash, and gully erosion. According to *BOBEK*, eventual Plio-quadernary climatic variations in the Iran Basins remain within the scope of the grades of aridity, in which the limits are formed by extremely dry desert and the steppe desert.

Where during the Tertiary Period very dry periods occur in Europe, partly with desert characteristics, *BÜDEL*'s theory gives us an important new facet, which is not foreseen by *JESSEN*'s theory.

Indeed, for very arid regions, like those *BOBEK* describes, one may speak of a tendency to "doppelte Einebnung". On the one hand, a probable alkaline deep weathering of the subsoil takes place under the regolith (colluvium and alluvium from the sedimentation basins). On the other hand, "Spülpedimente" are formed on the edge of the basins at more or less the same time, via altiplanation processes, which *BAKKER* (1948) also indicated.

Moreover, it may also be shown that peneplanation according to the *DAVIS*-scheme via altiplanation therefore, implies a deep weathering on the higher interflaves. Naturally here an interchange of humid warm periods (deep weathering on the uplands) and drier periods (increased soil erosion) will influence the altiplanative lowering of the interflaves very favourably.

Part II.

CLIMATIC CHANGES IN EUROPE IN THE SENONIAN AND TERTIARY PERIODS.

If one studies *JESSEN*'s theories (1938) about the climates under which the pediments and piedmontbenchlands of the European mountains must have been formed, one can only assume that this investigator has neglected to give the arid Tertiary climate the slightest consideration in the formation of the etchplains etc. In other words, that he considers only one or two climates, namely the Aw- and Cw- climates to be suitable for the formation of pediments and as a result, attempts to minimise the importance of the other climatic changes that occur in the Tertiary Period. He completely ignores the possibility of climatic changes in Angola, broadly speaking, in the whole tropics, and therefore also in the equatorial humid tropics, although the facts that he himself collected about Angola in no way indicate such a great stability in climate. The following facts may illustrate one or two of the above points more clearly: First a more detailed quotation (*JESSEN* 1938 p. 44): "As a result of this paleoclimatic discussion, it is possible to form an impression of the "climatic forces which influenced the landscape making in middle Germany during the

"Tertiary Period. In order to correspond with the four climatic phases, one must assume four
"periods of landscape development, the first being reckoned from the Upper Cretaceous
"and Lower Tertiary to the Lower Oligocene; the second Middle Oligocene; the third
"Upper Tertiary, from Upper Oligocene to Lower Pliocene; and the fourth the Upper
"Pliocene. Also of great morphological importance is the fact that during the Tertiary
"Period in Middle Germany probably no sudden climatic changes took place. Even during
"the dry period in the Oligocene a really fundamental climatic change did not occur, but
"only a periodic decrease in the total precipitation. The forms having their origin in the
"Upper Pliocene need not interest us further, since their formation took place under
"conditions similar to those of the present day. And also the eventual effects of the Middle
"Tertiary dry periods need not be further discussed.

"The main points of interest, as far as we are concerned, are the Aw- and Cw-climates.
"They dominated by far the greatest part of the Tertiary Period, including the Upper
"Cretaceous, and under their influence every feature of the peneplains, valley troughs,
"precipices and inselberg-like elevations which dominate the relief of our highland areas,
"and whose origin is shortly disputed, must have been formed".

In our opinion in the latter part of the Cretaceous and in the Tertiary Period many more, and also more intensive climatic changes have taken place than *JESSEN* assumed. This can be at least partly deduced from facts that were known in the thirties and partly from the result of the modern clay mineral investigations, which have proved to be of such valuable assistance in the interpretation of palaeoclimatological and geomorphological facts and in the control and the enlargement of theories like those of *JESSEN* and *BÜDEL*.

JESSEN (1938, p. 37) assumed a tropically warm climate to have dominated in Germany at the end of the Cretaceous period. This view is, at least for the second half of the Senonian and the Danian, completely incorrect. We now consider Appendix I, which gives a survey of the clay content and clay composition of a number of samples from borings in the Middle- and Upper-Campanian together with the Maastrichtian¹⁵⁾ in the southern part of the Netherlands. It is here immediately evident that in none of the samples is the smallest trace of kaolinite found. This would imply that in the neighbourhood of the seas in which the above sediments were precipitated certainly no Af-, Aw-, Am-, Cw-, or Cfa-climates could have dominated (fig. 11). Nor could large heteropedozonal rivers (see *BAKKER* 1963) have had their debouchure in these sedimentation basins. Under heteropedozonal (polypedozonal) rivers we understand rivers such as the Nile, which, although they flow largely in other climatic zones can still transport kaolinite from the weathering processes in an Aw- and Cw- climate in their distant upper reaches. Nor have heteroclimazonal maritime currents with a humid-tropical, or humid-subtropical affinity influenced the sediments basins of the Middle- and Upper-Senonian. We understand under a "heteroclimazonal maritime current with a humid tropical affinity" a maritime current such as the Caribbean current which transports kaolinite from the north and north-east coast of South America to the shelf region of the Gulf of Mexico etc. (see *BAKKER* 1963, *SHEPARD* and *MOORE* 1955, *WEAVER* 1958 a and b). Nor, apparently, have the older rock formations and fossil soils of the land which surround the marine Senonian basins produced kaolinite.

¹⁵⁾ This investigation was carried out in our laboratory in connection with hydrologic problems for the Geological Bureau for the Mines in Heerlen (Holland).

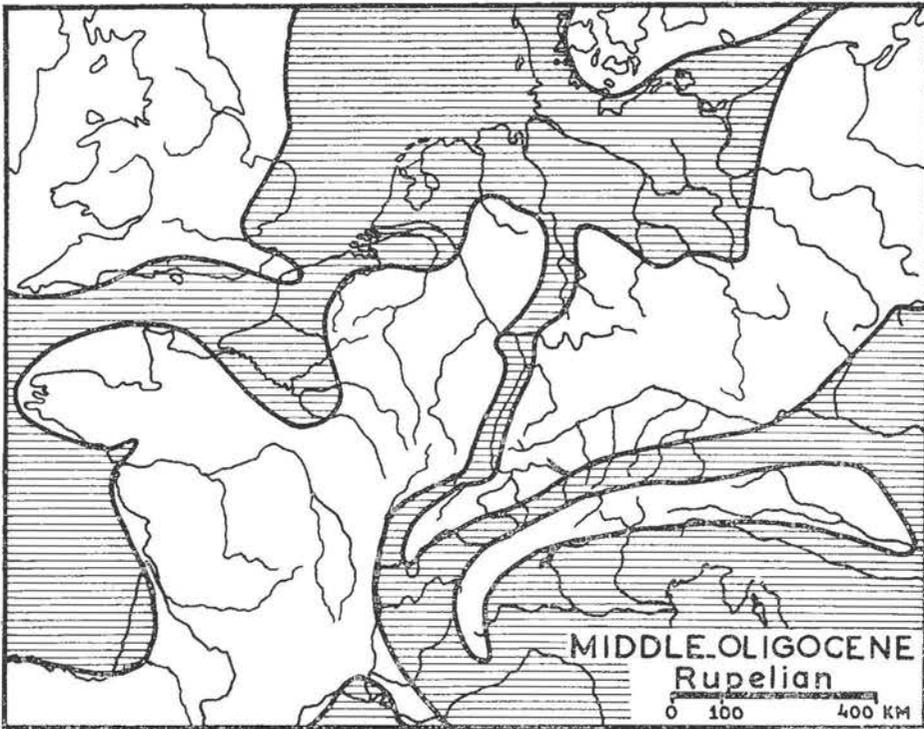


Fig. 12. Distribution of land and sea in the Rupelian (After G. Wagner, Einführung...).

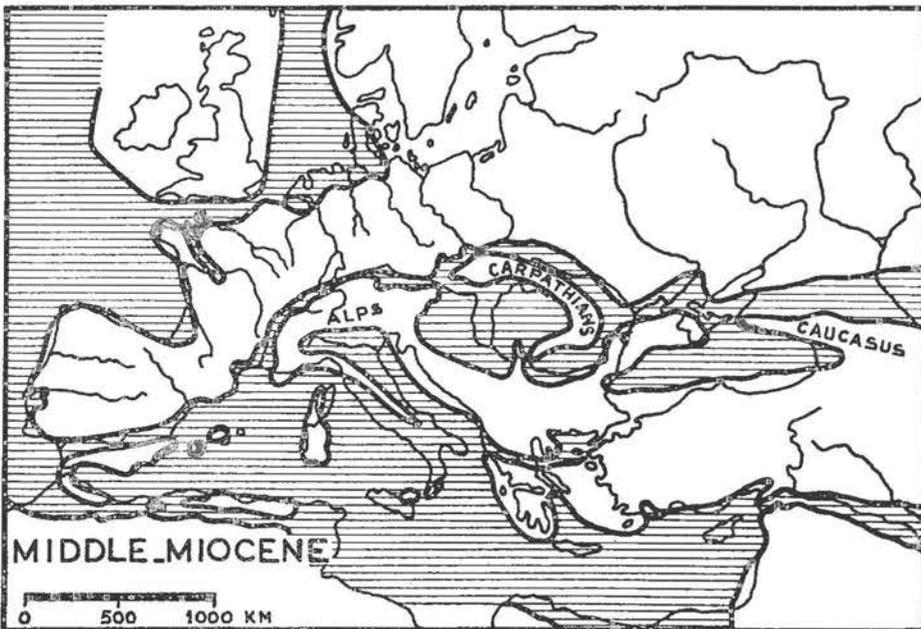


Fig. 13. Approximate distribution of land and sea in the Middle-Miocene (After G. Wagner, Einführung...).

As a result of all these points, the number of physical geographical milieus in which the west European Senonian basins can have existed is fairly limited. Since it is situated reasonably near to the tropical savanna landscape, and therefore the possibility of kaolinite transport always exists, a low latitude steppe climate (Sudan-type) which can indeed have an illite-montmorillonite clay association in varying proportions appears to be less likely.

We consider a type of Mediterranean Csa-climate to be more probable. Indeed, the terra rossa from the western Mediterranean, and in fact almost all post Upper-Pliocene sediments and weathering products have a definite illite domination, together with smaller amounts of montmorillonite. [See a. o. *LOTTI* (1959), *MABESOONE* (1959) and *NOSSIN* (1959)]. But in the eastern Mediterranean region, e.g. in Israel, the terra rossa contains noticeably more montmorillonite.

Again, it would appear, at least from the clay minerals, that a physical geographical milieu of the South Russian type, or Nebraska U.S.A. (transition BSk — Dfb climate) i. e. the transition area from the Tschernosems and prairie soils to grey brown soils, must not be ruled out. Finally, it must be remembered that even the sediments from the Dutch Wadden Sea, that in general have a very definite illite domination, can also, in places, contain clay of the montmorillonite type. In this connection, one must also bear in mind that in eastern Europe the period from the Santonian up to, and including, the Maastrichtian is considered to have been relatively cool ("transgression arctique") and as a result boreal belemnites reached to the Kopet-Dag (*SCHWARZBACH* 1961 p. 144). Considering the occasional high montmorillonite content (up to circa 35 %) and the high CaCO₃-content, it seems to us that the climate in such a period must have been approximately of a Cs-type, with transition to a BSk-climate. In the period in which almost no montmorillonite was formed the climate may have been somewhat cooler (Cfa-c — Df). The second half of the Senonian in western Europe was certainly not a period of intensive deep weathering, as *JESSEN* maintains. This is also true for the Danian in Seeland and in Schonen (South Sweden), for which, on paleontological grounds, a temperature of between 8° and 18° C, may be assumed for the seawater (see *SCHWARZBACH* 1950 p. 135).

However during the *Lower Paleocene and Montian* Periods the temperature in western Europe seems to have become more tropical. Or otherwise the sedimentation basin must have had contact with regions of intensive kaolinite weathering, via heteropedozonal rivers or heteroclimazonal maritime currents. As Appendix II shows, the kaolinite content varies between 5 and 40 %. *JESSEN* speaks of a lessening of the humid tropical climate during the Paleocene. But the areas surrounding our sea basins, in which coastal clays containing up to circa 40 % kaolinite and 55 % illite have been precipitated, could have actually had a Florida climate, for example. Indeed, under the influence of the Caribbean Stream, sediments appear in the present lagoon- and mangrove areas of Surinam (Guiana) in which the clay composition shows little difference to the above mentioned sediments (see *BAKKER* 1963). Therefore here also, our opinion differs from that of *JESSEN* but now in the opposite sense. Moreover, our opinion differs from that of *JESSEN* in another respect, as already stated. Namely that author has taken too little notice of short term climatic variations within the same geological period. This point is illustrated not only by the analysis of our Senonian samples, but even more by those from the Paleocene. After a sedimentation period with 40 % kaolinite, there follows one giving a montmorillonite content of not less than 50-60 %.

Here it is tempting to assume for the physical geographical milieu a change from an Aw- or Cw-climate, with a fairly large amount of kaolinite, to a lower latitude steppe climate (BShw) with montmorillonite domination, like that we meet with in the Sudan (BAKKER 1960 a p. 71 ; 1963). A BSkw-climate, or a similar arid/semi-arid climate type would also be indicated by the silicification that JESSEN reports.

Before leaving the Senonian-Lower Paleocene Period, it must be stated that HOFKER's foraminifera investigation also seems to indicate repeated alternation of comparatively short cool periods and relatively warm periods ¹⁶). A comparative investigation of samples for clay minerals and foraminifera would here be most illuminating.

For South America VAN DER HAMMEN (1957) also assumes fairly rapid climatic changes since the Maastrichtian Period. We shall return to this point later. Since the classical investigation of the quartzites by CAYEUX (1939), and of the clays by MILLOT (1949), a reasonably detailed knowledge of the silicification zones on the one hand, and the physical geographical milieu of the Early Tertiary marls, chalks, and gypsum deposits on the other hand, has been achieved by French investigators ¹⁷). The Thanetian layer over the Paris Basin is characterised by silicified horizons. The Sparnacian layer in the Provins Basin (S. and M.), on the other hand contains more than 90 % kaolinite (MILLOT and ELHAI 1963). The Ypresian-Cuisian layer also contains some silicified bands. Dr. W. H. ZAGWIJN has kindly informed us that possibly the London, that is considered to be marginal humid-tropical, may be classified partly in the Upper Paleocene Period. The average annual temperature in the London Basin must have been 21° C, according to REID and CHANDLER (see SCHWARZBACH 1961, p. 140) a situation therefore like that found at present in South Florida and Hong Kong. The Lutetian layer again contains palygorskite MILLOT, just like the Bartonian (Investigation by Ch. POMMEROL in Professor BELLAIR's laboratory) and the Ludian (MILLOT). In addition, silicified bands are to be found in the Bartonian layers, and gypsum deposits in the Ludian. The interpretation of all these phenomena must surely be that during the Paleocene and Eocene Periods there was a fairly rapid alternation of humid warm periods, at least as warm as on the eastern side of Central America, and drier periods, with desert climates even. This is indicated by the presence of palygorskite, inter alia. Further, we quote a few points from the Sahara.

Our investigations in the stratigraphically little-known Eocene from the Sahara (BAKKER, MECKELEIN, MÜLLER, LEVELT and KWAAD 1964) indicate that, during at least part of the period, a desert climate prevailed. This is indicated by the presence of the clay mineral palygorskite (attapulgit). But before this, a humid tropical climate must have prevailed, since in the heavy mineral association, almost exclusively minerals most resistant to weathering are found, and those susceptible to weathering are completely absent. Also after, or at the end of the Eocene, at least one humid tropical period must have occurred. This is indicated by the deep red kaolinite soil at the top of Eocene layers — evidence for presence of a true Af-climate at the end of the Eocene, or during the Lower Oligocene, in the central Sahara.

¹⁶) These facts were given to us by Drs. B. J. ROMEIN, geologist (Geological Bureau for the mine area of Heerlen (Holland)).

¹⁷) We are deeply indebted to Dr. H. ELHAI (Geographical Institute of the Sorbonne) for showing us so many important points in the Paris area, and giving us several bibliographical references.

Returning to Europe, it must be emphasised, that very deep weathering zones with a definite kaolinite domination also occur in our part of the world. In general it is impossible to give their exact place in the stratigraphic scale. This is true for the above-mentioned pre-Miocene deep weathering on gneiss in Czechoslovakia (*JESSEN* 1938) and the deep red weathering with bolus, glass sand, and bean-shaped ferruginous concretions in the Swiss Jura, reported by *HEIM* (1919) (Upper Eocene or (and) Lower Oligocene?). In France, as a result of the investigations of *MILLOT*, *BELLAIR*¹⁸⁾ and *PROSTE*, important new facts concerning the paleogeography of the Oligocene have also been made known. The Sannoisian (Tongrian) marls that were mostly deposited in lagoons have been investigated. Almost all of them have an illitic clay mineral as the dominant type, with kaolinite contents from a trace to circa 30 % (*MILLOT* 1949). Here it might be assumed that kaolinite is a residue from an older rock formation, or from an old weathering layer.

From the clay-mineralogical point of view, it is, in fact, possible that climatic conditions existed that were approximately the same as those of the north-eastern boundary of yellow-red podzols in the U.S.A. But one must not forget the fact that within the scope of the "Calcaire et Meulière de Brie" (meulière = silixites), that belong to the Sannoisian Period, on the one hand almost pure kaolinite horizons occur, while on the other hand (under the meulière) calcareous marls with illite, montmorillonite and palygorskite (oral communication Professor *BELLAIR* on *POMMEROL*'s investigation) are found. The only apparent conclusion must be that during the Sannoisian Period very important climatic changes took place. These changes appear to vary from a desert climate via a humid subtropical, or marginal humid tropical climate to approximate a wineboundary climate with conditions like those we find on the eastern side of a continent. During the Stampian-Rupelian Period important climatic variations must have taken place also. *JESSEN* (1938) has already mentioned this fact. This author indicates that in Germany the Middle Oligocene lignite formation is interrupted by the gypsum- and calcareous Septarian clays, which fact this author ascribes to a period with a dry steppe climate. At the same time he reports that between the Lower Oligocene potassium salts from Alsace (desert steppe- or desert-climate) and the Middle Oligocene gypsum layer, there is also a lignite horizon (Florida climate) to be found. Unfortunately *JESSEN* did not come to the same conclusion with regard to the piedmont problem.

Going further into details, it may be shown that important percentages of palygorskite have been found in the Stampian marls from Salinelles (Gard) (*MILLOT* 1949). In the Upper-Stampian (Gergovia, Puy de Dôme) chalks and marls were found again to consist of circa 100 % illite.

The flora of the Septarian clay (Rupelian), by Flörsheim (Mainz Basin) contains mainly conifers, oaks, poplars with a few palms, Casuarins and Eucalyptus. (See *SCHWARZBACH* 1961). In the eastern part of the Netherlands we found much illite and small amounts of kaolinite (up to 15 %) and montmorillonite in the Septarian clay. In France a quartzite formation which indicates a drier period again appears in the Rupelian (Meulière de Beauce). This is also true for part of the Chattian in the Paris Basin.

Generally the Upper Oligocene Chattian in western and central Europe is said to have a warm humid climate, as *JESSEN* also assumed on the grounds of older literature. The

¹⁸⁾ We wish to express our sincere thanks to Prof. *BELLAIR* for allowing us to report several of Mr. *PROSTE*'s findings which have not yet been published.

intensive deep weathering, with marked kaolinite domination that *HARRASSOWITZ* (1930, pp. 250-251) had already described is one of the arguments for this. On the grounds of the Polish botanical investigations (*SZAFER* 1961 p. 127) it is obvious that part of the climate in the Upper Oligocene is one of the most humid tropical climates in the whole of the Tertiary Period — that is to say the climate which comes closest to an Af-climate at lower latitudes, as the intensive kaolinite weathering also may indicate. *SZAFER* assumes that immediately after this the very dry periods followed, in which the well known salt deposits of Wieliczka were formed. However, in our opinion, this is less probable. These salt deposits are of Tortonian age, and therefore one may ask what the climatic conditions during the Aquitanian, the Burdigalian and the Helvetian Periods were. *MILLOT* (1949) found mainly montmorillonite with kaolinite, together with reflections at 10 Å, and a band at 15 Å in calcareous clays (upper part of the "Calcaires de Beauce") from the Aquitanian from Donnery (Loiret). During the Upper Aquitanian a period occurs with fairly marked silicification; which has attracted too little attention until now. In 1929 *BAECKEROOT* had already found silicites at *Idenheim* (at a height of 383 m. near the main road from Trier to Cologne) containing *Hydrobiae* (*Litorinella acuta* Drap.). These *Hydrobiae* date from the last part of the Aquitanian during which there were conditions which are in some ways comparable with Lake Tchad.

During an excursion made by the Amsterdam Physical Geographical students in central France (September, 1962) such silicites were located in, and the rounded ones directly on the Aquitanian, near St. Léger-les-Paray (see sheet Charolles (No. 147) of the French Geological map), a few kilometres north of Paray-le-Monial. Although theoretically it is not impossible that the rounded silicites in part originate from one of the dry periods more recent than the Upper Aquitanian, it is notable that they fit so well into the physical geographical milieu during this period in which salt lakes, like the Mainz Basin were formed (see *WENZ* 1920).

The Burdigalian is said to have had again a more humid tropical climate, as is indicated by the Burdigalian lignite clays by Elm (East of the Mainzer Becken: see *WENZ* 1920 p. 20). Nevertheless the Lower Burdigalian of central France (Gergovia-Puy de Dôme) contains calcareous clays with an extremely high illite content. The Tortonian during which the salt deposits at Wieliczka, among others, were formed, is again characterised by an arid period. The degree of aridity of the Tortonian is indicated by the discovery of palygorskite and the heavy mineral coelestine (SrSO_4) near le Locle-Neuchâtel, in Switzerland, by *KÜBLER*. These minerals are found only in deserts, desert steppes and in steppe regions adjacent to these, as a result of eolian transportation (see *BAKKER, MECKELEIN, MÜLLER, LEVELT* and *KWAAD* 1964). *BRUNNACKER* (1959) found quartzites on Tortonian layers in southern Germany. In the central Sahara of the present day, attapulgitic and coelestine are found in the surface sediments, up to the Mediterranean Sea. Although the Tortonian from Le Locle contains lignite, has a flora which, according to *HEER* reminds one of the Canary Islands, and magnesium-containing calcites which according to *KÜBLER* were precipitated in fresh water ¹⁹⁾ one must assume, on the grounds of the attapulgitic, that during part of the Tortonian at least a steppe was present in the neighbourhood. On the other hand, the appearance of lignite in the Tortonian indicates a fairly rapid interchange with

¹⁹⁾ *KÜBLER* (1958 p. 683) considers the situation to be similar to that in the Hungarian lakes, i. e. a Hungarian steppe climate, but with a higher temperature.

climates that assumedly were of a humid subtropical nature. We examined a sample of Tortonian clay containing gypsum, from Bialy Kosciol in Poland. The analysis of the clay fraction less than 1 μ was 15-20 % montmorillonite, c. 60 % illite, c. 10 % kaolinite (c. 10 % quartz). If one assumes that the kaolinite is the product of a local milieu factor such as a neighbouring older soil which contains kaolinite, an older parent material, or contact with a humid warm climate by means of a heteropedozonal river, then a Cs- climate with BS- frontier regions is also possible.

These ideas agree with those of SZAFER on the cyclic character of the climatic changes (1961, pp. 183-185) in Poland during the Burdigalian — Helvetian — Tortonian Periods. "Thus, each full Miocene climatic cycle would have at the bottom a dry, semiarid climate, then a Mediterranean climate with a dry summer and winter rainfall, then (in the "optimum) a warm (even subtropical) climate, humid throughout the whole year, then again "a Mediterranean climate, and finally a dry, semiarid climate" (even a BS-BW-climate. B.) See SZAFER, 1961, p. 184. Taking as a basis KLIMASZEWSKI's and KSIAZKIEWICZ's investigations SZAFER suggests the existence of four cycles during the Polish Miocene [1. The Aquitanian — (Burdigalian ?) cycle ; 2. The Burdigalian — Helvetian — Lower Tortonian cycle ; 3. The Middle Tortonian cycle, starting at the end of the Lower Tortonian ; 4. The Upper Tortonian — Lower Sarmatian cycle.]. See ROZYCKI, 1961.

In western Europe at least three dry periods with BS-BW-climates during the Miocene can be recognized.

On the Lublin plateau in Poland, one finds a very striking Sarmatian sandstone-quartzite, which, according to Mrs. TURNAU-MORAWSKA (1949) is partly of an oölitic nature. These sandstone-quartzites are interesting in two respects, namely :

- a) as regards the physical geographical conditions under which they were formed ;
- b) as regards the climatic conditions shortly before the silicification.

In this connection Mrs. TURNAU-MORAWSKA states the following :

(p. 194) "The problem of climatic conditions connected with the various changes proceeding in the investigated sediments after their emersion — is not easy to solve. The phenomena observed on the surface of the rocks and showing often striking resemblance to those described and presented on photographs by WALTHER (Das Gesetz der Wüstenbildung) are known to everyone who visited the terrains mentioned in this paper. These phenomena give evidence of a dry and windy climate but say nothing of the temperature. There are some suggestions that the same processes which proceed in desert conditions of tropical areas may also take place in low temperature and they were observed in neighbourhood of glaciers. The amount of water vapour in the atmosphere is probably the dominant factor."

In this excellent study, Mrs TURNAU-MORAWSKA describes in detail the sedimentation conditions and the subsequent changes in the quartzite and partly oölitic rocks. The author quotes the opinion of LINDGREN, who assumes shallow bays in a sort of Hawaii-milieu (having still just an Aw-climate) for the sedimentation conditions of the ferruginous oölitic rocks. (See note nr. 22). On the one hand, it is impossible to doubt that the strongly dealkalised and desilicified weathering material originated from a deep cover of weathering products, formed under humid warm conditions. The heavy minerals, with the exception of the pyroxenes (enstatite and augite) probably supplied fairly rapidly by vulcanism,

consist almost entirely of material resistant to weathering (kyanite, staurolite, rutile and zircon). The near absence of feldspars and the high percentage of angular quartz sand do not allow any other conclusion. Without actually saying that during the Lower Sarmatian in Poland an equatorial humid-tropical climate prevailed, it must be stated that such poor mineral associations are also quite usual in Surinam (see *BAKKER, KIEL* and *MÜLLER* 1953, *BAKKER* and *MÜLLER* 1957). On the other hand, during, and shortly after the drying up of the Middle Sarmatian shallow bay there must have been a desert climate.

We also agree with this, at least with the conclusion of fairly arid conditions in which (by eolian means) rounded quartz grains (see *KUENEN* 1961) were added and large amounts of SiO₂ crustations in deserts (see *BAKKER, MECKELEIN, MÜLLER, LEVELT* and *KWAAD*) where no important amounts of Ca appear, could also indicate a *fairly rapid transition* from a humid-warm climate of an Aw-Cw-Cfa-type to fairly arid conditions (desert steppe and associated bordering climates). Indeed, only then can the amount of sea-shells from the neritic interim-phases that gave rise to the calcareous material be so slight, while apparently no CaCO₃ was added by other means. Moreover the CaCO₃ would disappear quickly in a marginal humid-tropic climate.

Without discussing Mrs. *TURNAU*'s views any further, we wish to state that, at least on one point, our opinion differs from hers. This author obviously thinks it possible that, during the Sarmatian Period in Poland a subarctic desert occurred. This seems impossible to us. If an arid climate was possible, it must have been that of a lower latitude type. The palaeobotanical information for the adjacent humid warm climates (see *SZAFER* 1961 pp. 146-180), namely the Tortonian and the Sarmatian shows only limited temperate holartic and eurasian elements, but many east-Asiatic, Mediterranean, subtropical and tropical elements etc. Therefore, a transition from a humid-warm climate to a drier climate within approximately the same latitude range, is more probable. This is indeed the picture, that we see in the whole of the Miocene Period. Continual climatic transitions, that never show more variation than from a humid subtropical type (Gulf-States, Hong-Kong type) to a Cs- or moderate south European climate, or from an Aw-climate in a marginal position (a South-Florida-Yucatan type or an Hawai type) to a BS-BW- or a Cs-type.

Some of these points were again confirmed by investigations on the Miocene lignite layers in Dutch South Limburg, and the neighbouring region in Germany (the Ville-region) (see *ZAGWIJN* 1960, pp. 34-37). As a result of the investigations of *QUITZOW* (1953), *FABIAN* (1958) and *ZAGWIJN* (1960) it has been shown that the oldest, i. e. the so-called Morken and Frimmersdorf browncoal layers must be closest to the Helvetian and Tortonian periods, while the youngest, the Garzweiler horizon, must be approximately of Sarmatic age. In any case, these dates are not contrary to the fact that, in the deepest part of the Morken layer, *casu quo* at its basis, the so-called browncoal quartzites are found. *BAECKEROOT* (1929) considers them to be from the Upper Aquitana in. Or, more precisely, in the period which followed the Aquitanian, the quartzites formed on limestones and marls were subjected to intensive erosion, and were carried away. The climate was then already warm and humid. There are two arguments in favour of this : 1. the connection between the transported quartzites and the Morken browncoal layer, 2. the white sand under the Morken browncoal layer, that is found in the Beaujean-Voncken pit between Heerlen and Brunssum, among others, and that has characteristics that correspond partly with

those of a Caribbean beach terrace sand, with a fairly high kaolinite content (kaolinite-illite in the ratio 1 : 1). (See VAN DER WAALS, VAN DEN BROEK, BAKKER and KUMMER 1962). Also, the sands found between the younger browncoal layers, which are also mainly angular or subangular white sands, contain clay of the above-mentioned composition, whenever clay is present. The angularity of the white sand, more or less like that we find in the Zanderij formation in Surinam (Guiana), indicates that intensive weathering of the parent material took place before the sand was transported under humid-warm conditions. ZAGWIJN (1960 p. 35) proved that the browncoal formations show a flora with a very warm character, with subtropical and even tropical elements. Again, a Caribbean coastal climate (Aw) such as we find at present on the east coast of Central America at circa 20°N. lat. or a South Florida climate (also Aw) seems most probable (see also JESSEN 1938).

The Garzweiler-Fischbach complex was assumed by ZAGWIJN (1960 p. 36-37) to date from the Sarmatian period, partly on the grounds of QUITZOW's observations (1934). The browncoal, together with the clay composition (our assistant KUMMER found in the Fischbach layers near Frimmersdorf clay with circa 45 % kaolinite, circa 40 % illite and 10 % lepidocrocite) indicates a fairly humid-warm climate.

In connection with the stratigraphic position of the gravels containing siliceous oölites in Dutch South Limburg, it is tempting to assume that we are here concerned with the Lower Sarmatian, or the beginning of the Middle Sarmatian period. Before considering this further, the dry periods in western Europe during the Miocene must be discussed again. By the beginning of the twentieth century many siliceous oölites had been found in the sand from the Maria Theresia browncoal pit near Herzogenrath (see a. o. JURASKY 1928, p. 14). Siliveous oölites also occur in the Miocene from the Mainz Basin (see BAKKER 1930 p. 56-57). BAKKER (1930) has shown that in post-Oligocene layers a number of chronologically different horizons with siliceous oölites appear.

Is it therefore not permissible to regard gravel containing siliceous oölites as a keystone for the Lower Pliocene (Dinotherian sands near Heidelberg), or for the younger Pliocene as ZAGWIJN (1960) implies.

Unfortunately, as Dr. L.J. VAN DER WAALS informed us, it is no longer possible to determine if the browncoal from the Maria Theresia pit belongs to the Morken- or Frimmersdorf-layers. According to VAN DER WAALS (oral communication) the tectonic-stratigraphic position near Herzogenrath appears to make an Upper Miocene dating less probable. FLIEGEL (quoted by JURASKY 1928) already considered them to be lower Miocene. JURASKY himself dates them broadly in the Miocene (1928 p. 14). The possibility that the siliceous oölites from the Maria Theresia pit were formed in the first place in the arid stadium of the Tortonian, and later, during the following humid warm period were eroded and transported cannot be ruled out. Should it be shown that this browncoal, and the connected siliceous oölites are part of the Morken layer and therefore of about the same age as the above-mentioned browncoal quartzites, then an Upper Aquitanian dating for their silification is probable. In this connection, two further localities where quartzites are found in west Europe must be mentioned. In particular as a result of the excellent work done by LUCIUS the Luxembourg quartzites which are mostly found in conjunction with calcareous rocks, the so-called "pierres de Stonne" are accurately marked on the geological map (sheets nos. 1, 2, 3, 4, 6, 7).²⁰⁾ LUCIUS (1948) considered these "pierres de Stonne"

²⁰⁾ One finds them in other places also : a. o. near Virton in South Eastern Belgium.

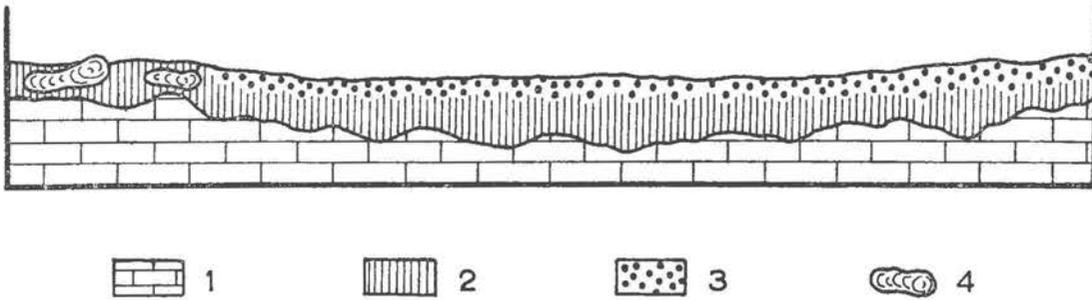


Fig. 14. Approximate relation between the deep yellow-red weathering zone (2), the siliceous oölite gravel (3) and the sandstone-quartzites (4) on the Vaalser Berg (321 m) in Dutch South Limburg. Parent material (1) : Senonian marls (Gulpenian Cr. 3-4).

broadly as belonging to the Miocene Period. As we have already seen, an Upper Aquitanian dating is probable for a part of these quartzites. However, they are found on the higher plateaus of the Gutland, (circa 400 m. and higher) and another type on lower pediments (circa 300 m.), so that the possibility that they were partly formed during the arid periods of the Tortonian or the Sarmatian Periods and even during the Pliocene cannot be excluded. An observation made in Dutch South Limburg also lends weight to the latter opinion. In the Belgian-Dutch frontier region one finds relics of an inclined pediplain. This lies near Heerlen, at a height of about 110 m., on the Ubaghtsberg (near the village Ubaghtsberg) at 215 m., on the Vaalserberg (better : Vaals plateau) at 321 m. In Belgium, near Bonnelles etc. this surface lies at about the same height as at Vaals. On this pediment we repeatedly find the same sequence of phenomena (Fig. 14), namely :

1. *fine gravel containing siliceous oörites*
2. *a fairly deep red-yellow podsol*
3. *parent material*

The subsoil of the gravel layers with siliceous oörites and the podsol may vary. On the Ubaghtsberg it consists of Lower Oligocene coastal sands with a fairly high clay content (11-23 %); on the Vaalserberg it consists of Senonian (Gulpenian = Cr3-4). The deep red-yellow soil has a definite kaolinite domination (on the Ubaghtsberg 70-80 %, on the Vaalserberg 55 % and at Bonnelles actually 90-100 %²¹). On the Vaalserberg there is an additional peculiarity, namely the appearance of sandstone-quartzite blocks that have a maximum diameter of several meters (fig. 14). They come to the surface in close connection with siliceous oörites and the red-yellow weathering zone. Information on the localities that we were given by *Dr. L. J. VAN DER WAALS* makes it possible to improve the picture that we had already formed of the transport of such quartzites : during an arid climatic period a crust of sandstone quartzite was formed on the sandy weathering or sedimentation material on the Senonian layer, in South Limburg, in the same way as on the Lublin plateau in Poland. Immediately afterwards a humid warm period of the Cfa-type followed (*BAKKER* 1960) during which the fairly deep red-yellow soil was formed. During the transition period from the arid climate to the Cfa-type, i.e. a period in which vegetation was still sparse, and also in part during the humid warm period itself, intensified soil erosion took place as a result of

²¹) The latter is taken from the investigation done by our assistants E. A. KUMMER and C. J. VAN DER LINDEN.

the greater frequency of the showers, and the increased leaching of the calcareous subsoil. This intensified soil erosion, together with the leaching of the parent material, undermined the sandstone quartzites, and caused their transport as colluvium. A part of this resistant material landed in the courses of the braiding rivers, and was remodelled into blocks and pebbles. Some Dutch geologists and physical geographers tend to relate the siliceous oölites with the oölitic zones in the Dogger on the N. E. side of the Paris Basin. We consider this opinion to be too limited. They may have been formed during every arid period, on calcareous rocks (marls, limestones, calcareous sandstones etc. ²²⁾). As is demonstrated, for example, by the Middle Sarmatian siliceous oölites in Poland, which were formed in conjunction with the sandstone quartzites.

It is true that on the Vaals plateau no siliceous oölites have been found in the sandstone quartzites, but however in the quartz-containing alluvium close by a fair number are present. The comparatively large quantities of siliceous oölites in the Upper Miocene (Waubach-) gravel (ZAGWIJN 1960) in the Liège-, Maastricht-, Heerlen-, Brunssum-area are better explained if it is assumed that, as on the Lublin Plateau, the silicites and siliceous oölites originate largely from the Middle Sarmatian silicification crusts on the adjacent Senonian. This brings us to the dating of the sandstone quartzites, and the covering red-yellow podsols on the Vaals Plateau, under the fine gravel containing the oölitic pebbles. Also, on the grounds of the large climatic changes established by SZAFER (1954) shortly after the Pontic period, in which the average yearly temperature was reduced from c. 18° C to c. 13° C, and the average yearly precipitation from 1800-2000 mm to c. 800 mm, these fairly deep red-yellow weathering layers, with kaolinite domination can hardly be younger than Middle Pliocene. Later we shall see that they must be of about the same age as ZAGWIJN's Susterian and Brunssumian, i. e. approximately Pontic and Middle Pliocene (Plaisancian). The sandstone quartzite from the Vaals Plateau may therefore very well be of Middle Sarmatic age. In this connection, it is notable that ZAGWIJN's Waubach gravel, which contains siliceous oölitic pebbles is younger than the Fischbach-Garzweiler layers. ZAGWIJN (1960, pp. 36-37) apparently deliberated between a Sarmatic and Lower Pliocene (Pontic; Susterian) date for the lower part of the Waubach gravel. Moreover one should be aware that the Vaalserberg (321 m.) is one of the highest (oldest) localities of the plateau region on which the lower part of the fine siliceous oölitic pebbles have been deposited. So the possibility may not be ruled out, that the lowest oölitic sediment of the Waubach gravel and the oölitic base material on the Vaals Plateau have approximately the same age. The top layers of the Waubach gravel ZAGWIJN assumed in any case to belong to the Susterian (Fig. 15). If one considers the above-described silicification period, by analogy with that on the Lublin Plateau, to be Middle Sarmatian ²³⁾ then, with a climatic change towards the humid warm direction during the Upper Sarmatian, it is certainly not impossible that, on these plateaus, material containing siliceous oölites was being subjected to erosion, and then redeposited in the neighbouring sedimentation basins.

²²⁾ The possibility that they in fact already possessed the characteristics of ferruginous oölites before silicification, as is probable for the Lublin plateau, needs to be considered. The rapid and frequent climatic variations that we noted in the Miocene make it very likely. On the Nassau Mountains in Surinam (Guiana) BAKKER found ferruginous oölites, that consisted further of gibbsite and kaolinite. (See BAKKER, KIEL and MULLER 1953). They were formed under terrestrial conditions.

²³⁾ Prof. Dr. G. H. R. VON KOENIGSWALD kindly informed us that a Middle Sarmatic dating made exclusively on the grounds of Mollusca in the silicification crust on the Lublin Plateau may only be accepted with some reserve.

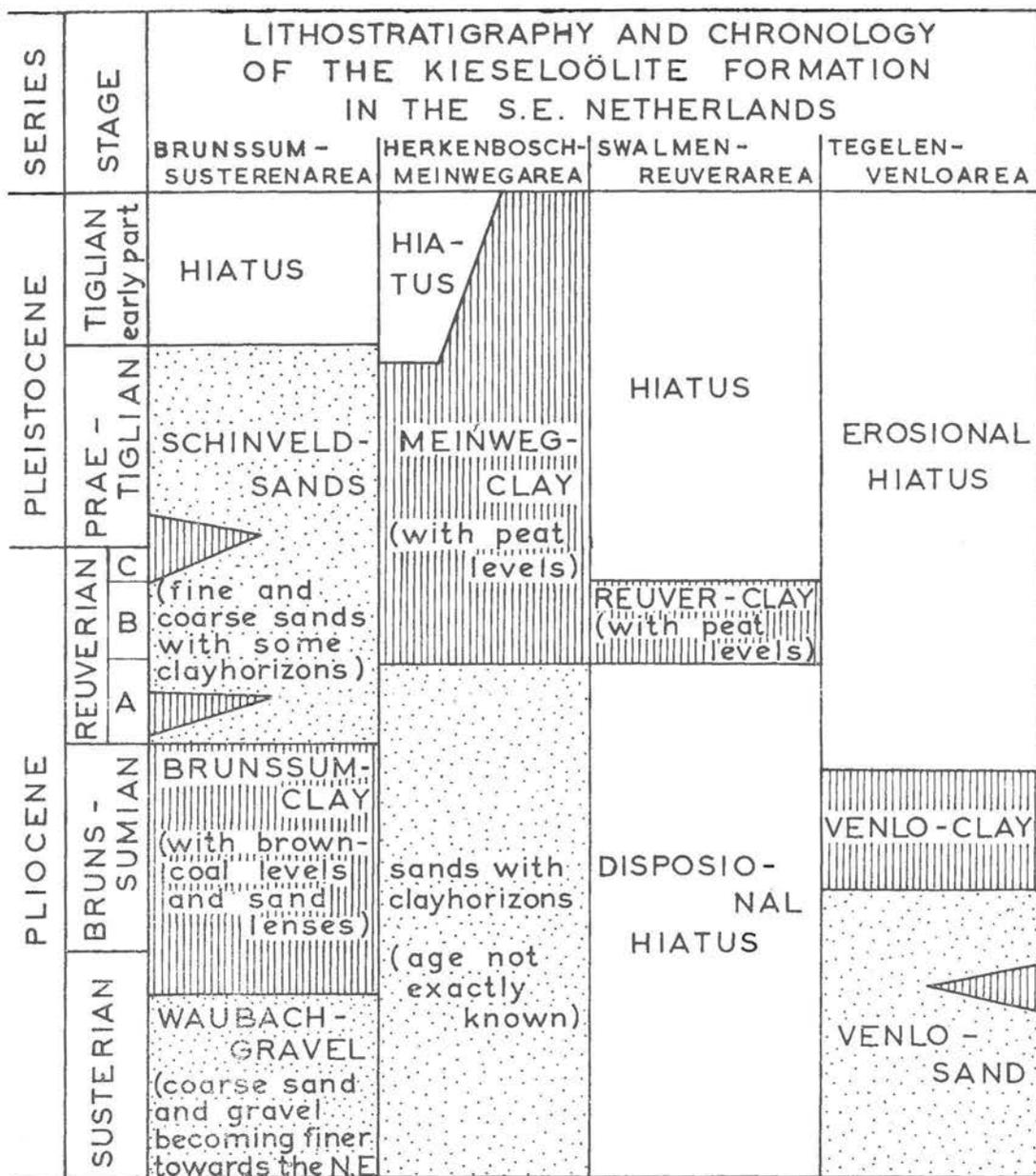


Fig. 15. See text (after ZAGWIJN, 1960)

This situation could then have continued into the Pontian, as a result of which the Upper Sarmatian- Lower Pliocene date for the Waubach gravel, as suggested by ZAGWIJN, becomes very plausible.

Finally, a few words about the climatic changes during the Pliocene Period. We have already seen that the upper part of the Waubach gravel must be as old as the Dinotherian (Hipparion) sands near Heidelberg, that also contain siliceous oolites (See VON KOENIGSWALD 1939). In Dutch South Limburg, after the deposition of the Waubach gravel, a period follows in which clay sedimentation in the grabens dominates.

Fig. 15 shows, that in the tectonic basins in the Dutch province Limburg periods with a stronger clay sedimentation alternated with periods in which mainly sand and gravel (siliceous oolites) were deposited. The clays from the Susterian Period, together with those of the Brunssumian and the Pre-Upper Reuverian contain circa 40-80% kaolinite. As we have already noted, the Upper Reuverian and the Tiglian (See also BAKKER 1960 and BOUT 1960) contain not more than 20 % kaolinite. In this connection, the following statement from ZAGWIJN (1960, p. 31) deserves consideration :

"So it seems likely that the Brunssum-clay contains some older elements- which are very scarce, or absent in the Reuverian. This does not mean, however, that the pollen association does not show a Pliocene character".

According to ZAGWIJN (1960) and other investigators, the Miocene browncoal flora indicates a very warm character with subtropical and even tropical elements. We characterised this as a Yucatan-Florida climate. Various types of palms occur in high percentages. In the Susterian (Lower Pliocene) and the Brunssumian (Middle Pliocene) palms are very scarce. We suggested here the term palm-boundary climate with the understanding that we are here concerned with a climate lying on the equatorial side of the palm boundary. On geomorphological grounds (one considers the sandy granite weathering type) it is to be assumed, with respect to the various types of climate, that they were probably somewhat drier than in South Carolina (U.S.A.) (excepting the coastal marshes), and somewhat more humid than the present western Mediterranean climate. This is indicated by the presence of Sequoia, Ilex etc. (see ZAGWIJN 1960), but also by the low clay content and the clay composition from the deep, dry granite weathering. Parallel with these climatic variations, three groups of phenomena occur :

1. The decreasing importance of the clay sedimentation in the Upper Pliocene and the Quaternary Period.
2. The increasing importance of the gravel sedimentation, in comparison with the Miocene Period.
3. The alternation of periods with clay sedimentation and oolitic gravel sedimentation from the Susterian to the Reuverian Period.

These variations cannot be considered without bearing in mind the fact that the climates became cooler and drier during the Pliocene Period, as a result of which periods with a deep weathering rich in clay on non-granitic rocks became less important. One may well ask if the strong sedimentation of oolitic gravel between the clayey sedimentation phases does not correspond to more extreme, drier periods with silification on limestone plateaus, between more humid-warm periods in the Lower and Middle Pliocene Period. The occurrence of such extreme drier periods is disputed for the Pliocene (see SCHWARZBACH 1961). But one must not forget that other investigators have given

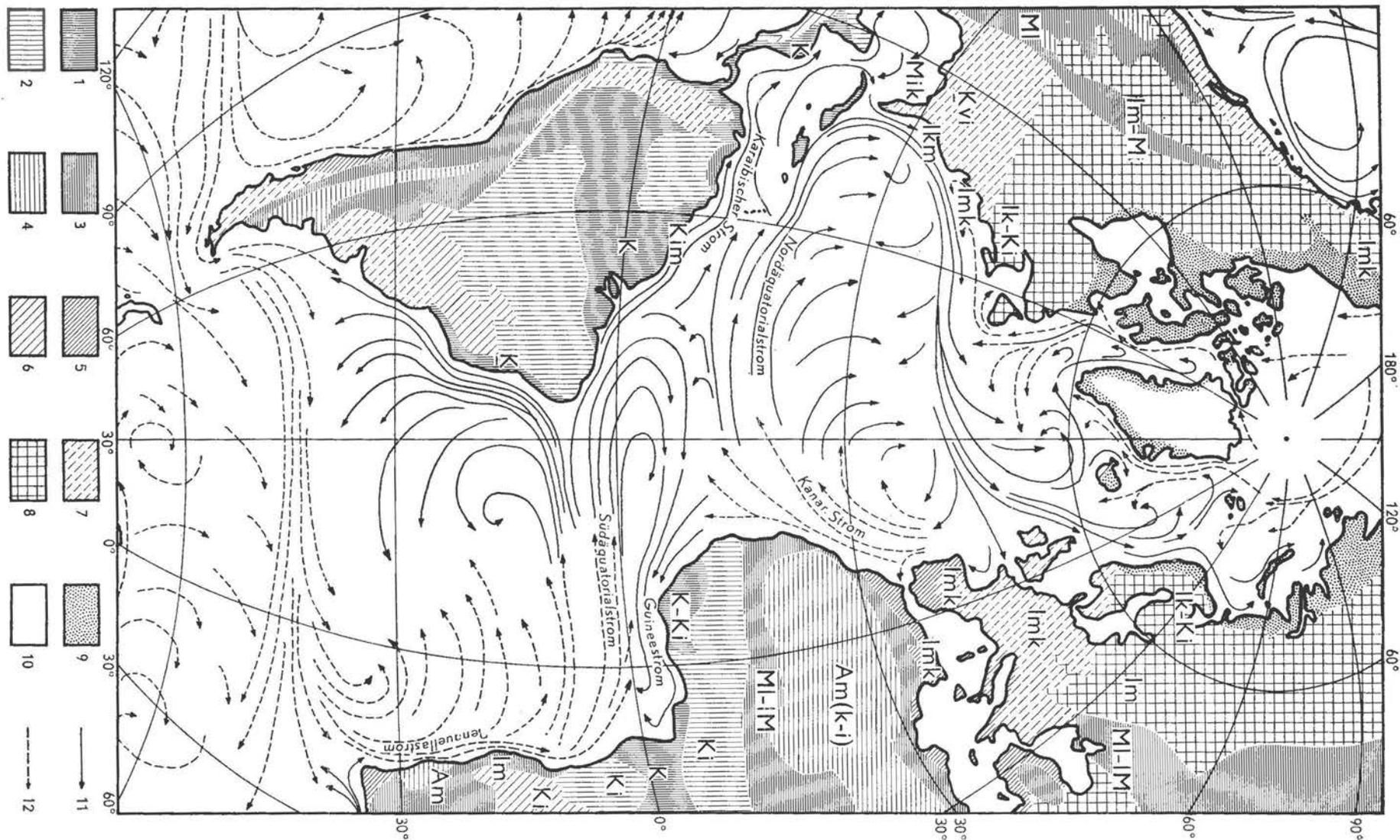


Fig. 16. Distribution of the climatic zones (after KÖPPEN) and the types of clay minerals in parts of America, Europe and Africa (after BAKKER, 1963). — 1 = Aj-climate, 2 = Aw or As climate, 3 = BS-climate, 4 = BW-climate, 5 = Cs-climate, 6 = Cw-climate, 7 = Cf-climate, 8 = Df-climate, 9 = Dw-climate, 10 = ET-climate, 11 = Warm Current, 12 = Cold Current. — Clay minerals: K = Kaolinite, I = Illite, M = Montmorillonite, A = Attapulgit, V = Vermiculite.

facts that, apart from the episodic supply of siliceous oölites, indicate drier Pliocene periods (SZAFER 1954, VOOUS 1955). Professor KINZL (Innsbruck) drew our attention to a Middle-Pliocene more arid period in Austria. Professor KOWALSKI and Mag. POKORNY showed us in southern Poland, a Middle Pliocene fauna in Karst caves that have a tendency towards a steppe character (fig. 7), together with weak silicification phenomena on plateaus in the vicinity. ROZYCKI (1961, p. 22) established for the lowlands of Middle Poland :

"In the Pliocene time a considerable change of climate took place. The forests were replaced by the wide steppe areas. The climate showed the characteristic steppe features i.e. long dry periods and rare but very intense rainfalls."

In Dutch Southern Limburg there are indications that near Eperheide a silicification phase, younger than that on the Vaals Plateau occurred. We will not discuss the Pliocene Period further here.

To summarize, one may observe that there is sufficient evidence to indicate that a fairly rapid succession of climatic variations must be considered for the earlier Tertiary as well as the Neogene Period. VAN DER HAMMEN (1957b) has already indicated periodicities of 6 and 2 million years since the Senonian Period. Taking the recent absolute dating into account, (see VON KOENIGSWALD 1961), such periodicities lie within the scope of the possibilities. Their duration agrees with the length of time necessary for the formation of pediments, under changing climatic conditions. There are two known theories of the formation of pediments, that of JESSEN and that of BÜDEL. The former is more applicable to warm humid, and savanna climates, the latter more to arid regions (deserts and steppes). It is most unlikely that the Tertiary pediments and peneplains in Europe are formed in other than strongly varying climates. Purely theoretically it should be emphasized also that in most cases changes in climate, with the consequent alternating types of denudation (see MORTENSEN 1949) on the higher interstream areas are generally more decisive than the effects of one particular climate.

This article, we dedicate with great respect to the memory of our friend and colleague Dr. MICHEL LUCIUS.

We wish to express our thanks to Mrs. J.S. WENSINK-CLARKE and drs. J.J. WENSINK, for their assistance in the translation of our Dutch text and to Mr. J. NIEUWENHUIS for preparing Appendix II.

Amsterdam, November 1963.

Appendix I

Origin	Description of samples	Depth	CaCO ₃	Clay < 2 mu	sand + silt	Clay minerals				
						Montmorillonite	Illite	Kaolinite	Quartz	Hydrobiotite
Heerlen, Maurits shaft	Kunrade Limestone (Maastrichtian)	229 m.	80,5	12	7,5	35	60	—	2	—
" , "	" "	247 m.	70	15	15	30	70	—	3	—
" , "	Herve Sand (Middle Campanian)	262 m.	17	17,5	65,5	10	90	—	trace	—
" , "	" " (" ")	288 m.	14,5	25,5	60	30	70	—	2	—
" , "	" " (" ")	294 m.	9	11,5	79,5	10	75	—	2	10
Simpelveld	" " (" ") Nr. K2387		29,5	7,5	63	20	75	—	3	—
"	" " (" ") Nr. K2398		36	4,5	59,5	3—5	90—95	—	3	—
Pit Beutenaken	" " (" ") Nr. Ky 63		65,5	9,5	25	15	65	—	5	—
" "	" " (" ") Nr. Ky 50		14	8,5	74,5	3—5	95	—	trace	—
" "	Gulpen Chalk (Upper Campanian) Nr. Ky 69		69	6,5	24,5	15	80	—	3	—
Peel	Herve Sand, fine glauconitic calcareous sand					—	large amount	—	5	—
"	" "	652—652.20 m.				5	95	trace	trace	—
"	" " , Clay layers	672—672.20 m.				30	65	—	5	—
"	" " " "	677.30—677.40 m.				15	80	—	5	—
Peel	Paleocene, Marly Clay	511.50—511.70 m.				50	45	—	5	—
"	" " "	517—518 m.				50—60?	35	—	5—10	—
"	" , Sandy — very sandy clay	536 m.				40	60	—	trace	—
"	" , Clay	551.80—551.90 m.				20	50	15	15	—
"	" "	566.50—567.70 m.				10	present	present	3—5	—
"	" , Clay	581.70—582 m.				—	55	40	5	—
"	" , Clay	588.30—588.50 m.				30	60	5—10	trace	—
"	" , Montian, Limestone softer parts	596 m.				5—10	85	5	trace	—
"	" " " " " "	536.60—536.70 m.				10—15	85?	—	trace	—
Maurits Shaft	" , Montian, Limestone	185 m.				3—5	50	35	2	10

Appendix II

To give an idea of the conditions in which we suppose the sandy granite weathering type is formed between that of the Western Mediterranean area and the Gulf States we compared the temperature and the precipitation of some stations in both areas.

	Average temp (°C) June, July and August	Total precipitation (mm) June, July and August
<i>Western Mediterranean</i>		
Casablanca	21.7	22.9
Algiers	23.2	63.5
Marseilles	21.2	13.0
Rome	23.3	81.3
Arithmetical mean	$t_m = 22.4$	$p_m = 45.2$
<i>American Gulf States</i>		
Charleston (S.C.)	27.2	393.7
Montgomery (Al.)	27.2	317.5
Pine Bluff (Ark.)	27.2	267.0
Arithmetical mean	$t_m = 27.2$	$p_m = 326.1$

We use LANG'S rainfall factor $R = \frac{p}{t}$, where p is the precipitation in mm and t the temperature in degree centigrade, to make the effects of the precipitation comparable. This factor is only used for the summer season, since we assume that the winter seasons of both types are approximately the same.

For the Western Mediterranean area we obtain :

$R = \frac{p_m}{t_m} = \frac{45.2}{22.4} = 2.2$ and for the Gulf States $R = \frac{326.1}{27.2} = 12.0$ so the mean of LANG'S rainfall factors of both regions is $R_m = 7.1$. Again using LANG'S formula, with $R_m = 7.1$ and $t_m = 24.8^\circ \text{C}$ as average for the t_m -values for the above-named regions, we then obtain a value of 176.1 for the average precipitation p_m . Broadly speaking : $R_m = 5-10$; $p_m = 150-220\text{mm}$; $t_m = 22-27^\circ \text{C}$.

The following stations have t/m and p/m values of the same order :

Station	t/m	p/m
Tiflis (Caucasus)	23.4°C	162.6 mm
Kimberley (S-Africa)	23.3°C	180.3 mm
Bahia Blanca (Argentina)	22.2°C	167.6 mm
Charleville (Australia)	27.8°C	205.7 mm
Vullagine (Australia)	26.7°C	180.3 mm

In Bahia Blanca the temperature and precipitation are rather too low.

In the southern hemisphere, the averages are calculated for December, January and February.

For the above mentioned conditions one may consider the climates from the following regions ;

- a. in the Caucasus
- b. in N.E. Argentina
- c. in the Central Cape Province and in Orange FreeState
- d. in Central Queensland, and in N.W. Australia.

Professor *Ph. H. KUENEN* (Groningen) kindly informed us that he found the sandy weathering type of granites near Acorn (Krüger National Park). This region is situated in the vicinity of the palm boundary and in the transition zone between the BShw-, the Cwb- and the Aw-climates. There are indications that during the interglacial periods the climate in Orange FreeState was more humid and warmer (sulas and *Podostomonaceae* in the Orange river system) than to-day.

REFERENCES

- Ackermann, E., (1936), Dambos in Nordrhodesien.
— *Wissensch. Veröffentl. d. Deutschen Museums f. Länderkunde zu Leipzig.*
- Bakker, J. P., (1930), Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung.
— *Geogr. en Geol. Med., Utrecht.*
- Bakker, J. P., (1948), Over tectogene en morfogene gelijktijdigheid bij de jongere gebergtevorming in West- en Midden-Europa in het kader van denudatieve altiplanatie.
— *Natuurwetenschappelijk Tijdschrift*, 30, pp. 3-53.
- Bakker, J. P., H. Kiel and H. J. Müller, (1953), Bauxite and sedimentation phases in the northern part of Surinam (Netherlands Guiana).
— *Geol. en Mijnbouw* pp. 215-226.
- Bakker, J. P., (1955), Over ontstaan en vervorming van de laaggelegen landbouwgronden der bosnegers langs de grote rivieren van Suriname.
— *Gedenkboek Fahrenfort. Wolters-Groningen.*
- Bakker, J. P. and H. J. Müller, (1957), Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam.
— *Lautensah-Festschrift, Stuttgarter Geographische Studien*, 69, pp. 365-397.
- Bakker, J. P., (1960), Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climatic changes.
— *Zeitschr. f. Geomorphologie, Supplementband 1: Hangentwicklung*, pp. 69-92.
- Bakker, J. P., W. Meckelein, H. J. Müller, Th. W. M. Levelt und F. J. P. M. Kwaad, Fossile und rezente Verwitterungserscheinungen in der zentralen Sahara.
— *Nachrichten der Ak. d. Wissenschaften, Göttingen. (Mathematisch-physikalische Klasse)*, not yet published.
- Bakker, J. P., (1963), Großregionale Verwitterungszonen und Ferntransport von Ton durch Meeresströmungen.
— *Tijdschr. Koninkl. Nederl. Aardrijksk. Genootschap*, LXXX, 2, pp. 109-121.
- Bakker, J. P. and A. J. Wiggers, (1964), Studies on pediplanation and altiplanation in Surinam. (Not yet published).
- Baeckeroot, G., (1929), Sur la présence des fossiles d'âge aquitainien dans des grès quartzites épars à la surface du plateau mosellan.
— *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 189, p. 804, séance du 12 novembre 1929.
- Baeckeroot, G., (1929), Sur l'existence de la Pierre de Stonne entre la Meuse et la Moselle.
— *Annales de la société géologique du Nord*, 54, p. 87.
- Beaujeu-Garnier, J., (1951), Le Morvan et sa bordure.
— *Étude morphologique. Thèse. Fac. des Lettres, Paris.*
- Biot, P., (1949), Essai sur quelques problèmes de Morphologie Générale.
— *Instituto para a alta cultura; Centro de estudos geograficos, Lisbonne.*
- Biot, P., (1960), Le cycle d'érosion sous les différents climats.
— *Curso de alto estudos geograficos, Rio de Janeiro, Brasil.*
- Biot, P., S. Hénin, Y. Guillien, J. Delvert (1962), Contribution à l'étude de la désagrégation des roches.
— „Les cours de Sorbonne”, Centre de documentation universitaire.

- Birzer, F., (1939), Verwitterung und Landschaftsentwicklung in der südlichen Frankenalb.
— Zeitschr. deutsch. Geol. Ges. 91, Berlin pp. 1-57.
- Bleys, C., (1953), Over steenbanken bij het Brokopondo-eiland (Surinamerivier).
— Geol. en Mijnbouw, nwe serie, 15 ; pp. 194-202.
- Bobek, H., (1961), Die Salzwüsten Irans als Klimazeugen.
— Der Anzeiger der phil.-hist. Kl. der Österr. Akademie der Wissensch., 3.
- Boillot, G. et G. Millot, (1962), Géologie sous-marine. Sur une formation « sidérolitique » en place sous le Lutétien au large de Roscoff.
— C. R. A. S., 254, pp. 3008-3010.
- Bout, P., (1960), Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier ; corrélations françaises et européennes.
— Ouvrage publié avec le concours du Centre National de la Recherche Scientifique. Le Puy.
- Brunnacker, K., (1959), Jungtertiäre Böden in Nordbayern.
— Geol. Blätter v. Nordost-Bayern 9, Erl., pp. 55-63.
- Buckman, H. O. and N. C. Brady, (1962), The Nature and Properties of Soils.
— MacMillan, New York.
- Büdel, J., (1934), Die Rumpftreppe des westlichen Erzgebirges.
— Verh. d. 25. Deutsch. Geographentages Breslau.
- Büdel, J., (1950), Das System der klimatischen Morphologie. Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimata (V), Deutscher Geographentag München.
— Verlag des Amtes für Landeskunde.
- Büdel, J., (1954), Die „doppelten Einebnungsflächen“ in den feuchten Tropen.
— Zeitschr. für Geomorph. N. F., I. pp. 201-228.
- Büdel, J., (1957), Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen.
— Deutscher Geogr. Tag Würzburg.
- Büdel, J., (1957), Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens.
— Würzburger Geogr. Arbeiten, H. 4/5, pp. 5-46.
- Büdel, J., (1961), Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen.
— Die Naturwissenschaften, 48, pp. 313-318.
- Büdel, J., (1962), Eiszeitalter und heutiges Erdbild.
— „Die Umschau in Wissenschaft und Technik“, pp. 18-21.
- Büdel, J., (1963), Klima-Genetische Geomorphologie.
— Geographische Rundschau.
- Cayeux, L., (1939), Les roches sédimentaires de France. Les roches siliceuses.
— M.S.C.G.F. Paris.
- Cotton, C.A., (1942), Climatic Accidents in Landscape-making.
— Christchurch and London.
- Cotton, C.A., (1961), The Theory of Savanna Planation.
— Geography. XLVI, pp. 89-101.
- Czudek, T., J. Demek, P. Marvan, VI. Panòs, J. Rauser, (not yet published). Granitverwitterungs- und Abtragungsformen im Hügellande vom Zulová und ihre Abhängigkeit vom Klima.
- Dejou, P., (1959), Étude comparative des phénomènes d'alteration sur granite porphyroïde de Lormes et sur anatexites à cordiérite du Morvan-Nord et les sols qui en dérivent.
— Annales Agronomiques ; Ann. de l'Inst. Nat. de la Recherche Agronomique.

- D'Hoore, J.L., (1961), Het physisch-geografische milieu en de voornaamste bodemeenheden van Afrika.
— Symposium over de ontwikkeling van tropisch Afrika, Amsterdam.
- Elhaï, H., (1963), La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe Normand-Breton.
— Bordeaux.
- Erhart, H., (1956), La genèse des sols en tant que phénomène géologique.
— Évolution des Sciences.
- Fabian, H.J., (1958), Die Aufschlußbohrung Straeten I und ihre Bedeutung für die Gliederung des Tertiärs im südlichen Teil der Niederrheinischen Bucht.
— Fortschr. Geol. Rheinl. und Westf., I, p. 11.
- Freyberg, B. von, (1926), Die Tertiärquarzite Mitteldeutschlands und ihre Bedeutung für die feuerfeste Industrie.
— Stuttgart.
- Fridman, R., M. Ters et Y. Guillien, (1962), Minéraux lourds de la Basse Tardoire et de la Charente moyenne.
— Bull. de la S.P.F., LVIII, pp. 11-12.
- Gellert, J.F., (1931), Geomorphologische Studien und Probleme im Schwarzwald.
3. Beitrag zur regionalen Geomorphologie Deutschlands.
— Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg, i. Br., 41, Naumburg (Saale).
- Hammen, Th. van der, (1957), The stratigraphy of the Late-Glacial.
— Geol. en Mijnbouw, nwe serie 19, 10.
- Hammen, Th. van der, (1957), Climatic periodicity and evolution of South American Maestrichtian and Tertiary Floras.
— Boletín Geológico, V, 2, Bogota.
- Harrassowitz, H., (1930), Fossile Verwitterungsdecken.
— In : Blanck. Handbuch der Bodenlehre, IV, Berlin, pp. 280-281.
- Heim, A., (1919), Geologie der Schweiz.
- Höhl, G., (1958), Zur Frage der Entstehung des Gaustädter Profils (Franken). Ein Beitrag zur Erklärung der Bildung von lokalen Lössen und Decksanden und deren Einfluß auf ältere periglaziale Horizonte.
— Mitt. Geogr. Ges. in Wien, 100, pp. 77-89.
- Höhl, G., (1959), Physisch-geographische Betrachtung des Obermaintales bei Kösten.
In : L.F. Zotz, Kösten, Quartär-Bibl., 3, pp. 5-14.
- Höhl, G., (1963), Die Siegritz - Voigendorfer Kuppenlandschaft.
— Mitt. Fränk. Geogr. Ges. Band 10, pp. 211-223.
- Hövermann, J., (1951), Zur Altersdatierung der Granitvergrusung.
— Neues Archiv f. Niedersachsen, pp. 489-491.
- Jessen, O., (1936), Reisen und Forschungen in Angola.
— Berlin.
- Jessen, O., (1938), Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie.
— Zeitschr. d. Ges. für Erdk., Berlin.
- Jurasky, Karl A., (1928), Paläobotanische Braunkohlen-Studien.
I. Palmen in der "pliozänen" Braunkohle des Ruhrthalgrabens.
— Senckenbergiana, 10, pp. 10-15.
- Jurasky, Karl A., (1928), Paläobotanische Braunkohlen-Studien.
II. Die Vorstellung vom "Braunkohlenwald" als irrtümliches Schema.
— Senckenbergiana, 10, pp. 111-118.

- Klaer, W., (1956), Verwitterungsformen im Granit auf Korsika.
— Pet. Mitt. Erg. H. 261, Gotha.
- Klimaszewski, M., (1962), Zarys rozwoju rzeźby tatr polskich. (With summary in English).
— Tatrzanski park narodowy, pp. 105-124.
- Koenigswald, G.H.R. von, (1939), Hipparion und die Grenze zwischen Miozän und Pliozän.
— Das Zentralblatt f. Min. ; Abt. B, No. 6, pp. 236-245.
- Koenigswald, G.H.R. von, (1961), Potassium-Argon dates for the Upper Tertiary.
— Kon. Nederl. Akad. v. Wetenschappen, Amsterdam. Proceedings, Series B, 65. 1.
- Kowalski, K., (1960), Pliocene Insectivores and Rodents from Rebielice Królewskie (Poland) ;
— Acta Zoologica Cracoviensia, V, 5, Krakow, 30 VI.
- Kowalski, K., (1960), Cricetidae and Microtidae (Rodentia) from the Pliocene of Weze (Poland) ;
— Acta Zoologica Cracoviensia, V, 11, Krakow.
- Kowalski, K., (1962), Fauna of Bats from the Pliocene of Weze in Poland ;
— Acta Zoologica Cracoviensia, VII, 3, Krakow.
- Krähahn, G., (1961), Tertiäre Flächenreste im mittleren Thüringer Wald.
— Inaug.-Diss. Potsdam.
- Krebs, R.D., and J.C.F. Tedrow, (1958), Genesis of red-yellow podsolc and related soils in New York.
— Soil Science 85, pp. 28-37.
— Inaug.-Diss. Potsdam.
- Kübler, B., (1958), Calcites magnésiennes d'eau douce dans le Tertiaire supérieur du Jura neuchâtelois (canton de Neuchâtel) Suisse.
— Eclogae geol. Helv. 51, 3, p. 676, Bâle.
- Kübler, B., (1962), Étude de l'Oehningien (Tortonien) du Locle (Neuchâtel-Suisse) Prem. Partie : Étude Géologique.
— Bull. de la Société Neuch. des Sciences Naturelles, 85.
- Kübler, B., (1962), Étude pétrographique de l'Oehningien (Tortonien) du Locle (Suisse occidentale).
— Beiträge zur Mineralogie und Petrographie 8, pp. 267-314.
- Kuenen, Ph. H., (1960), Experimental abrasion of sand grains.
— Report of the International Geological Congress, XXI Session Norden, Part X, Submarine Geology. Copenhagen.
- Kuenen, Ph. H., and W. G. Perdok, (1962), Experimental abrasion V., Frosting and de-frosting of quartz grains.
— Journal of Geology, 70, 6.
- Levelt, Th. W. M., (1964), Die Plateaulehme Süd-Luxemburgs und ihre Bedeutung für die morphogenetische Interpretation der Landschaft.
— In Vorbereitung.
- Lotti, G., (1959), Le argille dei terreni pliocenici leggeri toscani.
— Agrochimica III, Pisa, 2.
- Louis, H., (1935), Probleme der Rumpfflächen und Rumpftreppen.
— Verh. 25, D. Geogr. Tages Breslau.
- Louis, H., (1953), Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet.
— Münchener Geogr. Hefte.
- Louis, H., (1957), Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klima-Geomorphologie.
— Geomorph. Studien, Machatschek-Festschrift, Pet. Mitt. Erg. H. 262, Gotha.

- Louis, H., (1960), Lehrbuch der Allgemeine Geographie, Allgemeine Geomorphologie.
— Berlin.
- Lucius, M., (1948), Das Gutland.
— Erläuterungen zu der Geol. Spezialkarte Luxemburgs, 5. Veröffentlichungen des Luxemb. Geol. Dienstes.
- Lucius, M., (1950), La notion de pénéplaine et le modelé de terrain de l'Ardenne Luxembourgeoise (Oesling).
— Bullet. (Nouv. Série), No. 44 de la Société des Naturalistes Lux.
- Mabesoone, J.M., (1959), Tertiary and Quaternary Sedimentation in a part of the Duero Basin.
— Palencia, Spain. — Thesis, Leiden.
- Macar P., (1925), Le Problème des Pediments.
— Bull. Cercle. d. Geogr. Liegeois.
- Macar, P., (1956-1957), Résultats d'ensemble d'études récentes sur les terrasses et les formes d'érosion associées en Haute Belgique.
— Ann. Géol. de Belgique, LXXX pp. B 395-B 412.
- Millot, G., (1949), Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses.
— Géologie Appliquée et Prospection Minière, 2, Nancy, France.
- Millot, G., (1960), Silice, Silex, Silification et Croissance des Cristaux.
— Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 13, pp. 129-146, Strasbourg.
- Mortensen, H., (1929), Inselberglandschaften in Nordchile.
— Zeitschr. für Geomorphologie IV., pp. 123-138.
- Mortensen, H., (1947), Alternierende Abtragung.
— Nachdr. d. Akad. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl., pp. 27-30.
- Mortensen, H., (1949), Rumpffläche, Stufenlandschaft, Alternierende Abtragung.
— Pet. Mitt., pp. 1-14.
- Mortensen, H., (1953), Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft.
Einige Ergebnisse einer Reise durch den Südwesten der U.S.A.
— Nachrichten der Ak. der Wiss. in Göttingen ; Math. physikalische Klasse.
Nr. 2.
- Nossin, J.J., (1959), Geomorphological aspects of the Pisuerga drainage in the Cantabrian mountains (Spain).
— Thesis., Leiden.
- Nossin, J.J., (1964), Geomorphology of the surroundings of Kuantan (Eastern Malaya).
— Geologie en Mijnbouw, 43, pp. 157-182.
- Oestreich, K., (1926), Die Entwicklung unserer Kenntnis von der Formenwelt des Rheinischen Schiefergebirges.
— Zeitschr. f. Geomorph. II, pp. 135-159.
- Ollier, C.D., (1960), The Inselbergs of Uganda.
— Zeitschr. f. Geomorphologie. IV, pp. 43-52.
- Penck, W., (1925), Die Piedmonttreppe des südlichen Schwarzwaldes .
— Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin.
- Piller, H., (1951), Über Verwitterungsbildungen des Brockengranits nördlich St. Andreasberg.
— Heidelberger Beiträge z. Mineral. u. Petrographie, II, pp. 498-522.
- Pippan, Th., (1955), Geologisch-morphologische Untersuchungen im westlichen oberösterreichischen Grundgebirge.
— Sitz. Ber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 164, Wien, pp. 335-365.

- Pokorny, J., (1963), The Development of Mogotes in the Southern Part of the Cracow Upland.
— Bull. de l'accadémie polonaise des sciences, Série des sci. géol. et géogr. XI,
3, pp. 169-175.
- Quitow, H.W., (1953), Über das geologische Alter der jüngeren Braunkohlenablagerungen und
den stratigraphischen Wert pflanzlicher Reste.
— Zeitschr. deutsch. Geol. Ges. 104, Part 2, p. 354.
- Rozycki, S.Z., (1961), Middle Poland.
— Guide-book Excursion. From the Baltic to the Tatras II, I.
VIth INQUA Congress, Poland.
- Rudberg, S., (1954), Västerbottens Berggrundsmorfologi.
— Uppsala.
- Schnitzer, W.A., (1956), Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Den-
kendorf-Kösching nördlich von Ingolstadt.
— Geologica Bavarica, Nr. 28, München.
- Schwarzbach, M., (1950), Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie.
— Stuttgart.
- Schwarzbach, M., (1961), Das Klima der Vorzeit ; Eine Einführung in die Paläoklimatologie.
Zweite Auflage.
— Stuttgart.
- Shepard, F.P. and D.G. Moore, (1955), Central Texas coast sedimentation characteristics of sedi-
mentary environment, recent history and diagenesis.
— Bull. of the Am. Ass. of Petroleum Geologists, 39, no. 8, pp. 1463-1594.
- Shepard, F.P., (1956), Marginal Sediments of Mississippi delta.
— Bull. of the Am. Ass. of Petroleum Geologists., 40.
- Szafer, W., (1954), Pliocenska flora okolic czorsztyna.
— Warszawa, Instytut Geologiczny, XI.
- Szafer, W., (1961), Miocenska flora ze starych gliwic na slasku.
— Warszawa, Instytut Geologiczny, prace XXXII.
- Sys, C., (1960), La carte des sols du Congo belge et du Ruanda-Urundi.
— Pédologie, X, 1, Gand. pp. 48-116.
- Thornbury, W.D., (1960), Principles of Geomorphology.
— London.
- Trewartha, G.T., (1954), An introduction to Climate.
— London.
- Tricart, J., and A. Cailleux, (1955), Introduction à la géomorphologie climatique.
— Paris.
- Tricart, J., (1958), Review of J. Büdel "Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen".
— Rev. Géomorphologie Dynamique. 9, 1958.
- Turnau-Morawska, M., (1949), Remarks concerning sedimentation and diagenesis of Sarmatian
deposits on the Lublin-Upland.
— Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska Lublin-Polonia, IV ; sectio B.
- Vageler, P., (1938), Grundriß der tropischen und subtropischen Bodenkunde.
— Berlin.
- Voous, K.H., (1955), Het probleem van de zoögeografische indeling van de landfauna.
— Wolters, Groningen.

- Van der Waals, L., J.M.M. van den Broek, J.P. Bakker, and E.A. Kummer, (1962), The Beaujean sand-pit on the Heerenweg at Heerlen, South Limburg.
— Mededelingen van de Geologische Stichting, NS 15, pp. 45-48.
- Weaver, Ch.E., (1958), Geologic interpretation of argillaceous sediments ; Part I. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks.
— Bull. of the Am. Ass. of Petroleum Geologists, 42, 2.
- Weaver, Ch.E., (1958), Geologic interpretation of argillaceous sediments. Part II. Clay petrology of upper Mississippian-Lower Pennsylvanian sediments of Central United States.
— Bull. of the Am. Ass. of Petroleum Geologists, 42, 2.
- Wenz, W., (1921), Das Mainzerbecken und seine Randgebiete.
— Heidelberg.
- Wilhelmy, H., (1958), Klimamorphologie der Massengesteine.
— Braunschweig.
- Zagwijn, W.H., (1960), Aspects of the Pliocene and early Pleistocene vegetation in the Netherlands.
— Meded. v. d. Geol. Sticht. Serie C-III-1 - No. 5.

Die Geologie
und der variscische Gebirgsbau im Bereich
des Pumpspeicherwerkes Vianden

von J. BINTZ

Die Geologie und der variscische Gebirgsbau im Bereich des Pumpspeicherwerkes Vianden

von J. BINTZ

VORWORT

Eine erste Veröffentlichung betreffend die Geologie im Bereich des Pumpspeicherwerkes VIANDEN ist in der „*Revue technique Luxembourgeoise - N° 4 - 1960*“ erschienen. Diese Veröffentlichung behandelte nur die geologischen Voruntersuchungen, d. h. die Untersuchungen die vor den Bauarbeiten ausgeführt wurden zwecks Erstellung des definitiven Projektes.

M. LUCIUS und J. BINTZ, Autoren dieser Veröffentlichung, waren ebenfalls mit den geologischen Untersuchungen während den Bauarbeiten beauftragt. Sie hatten schon damals den Entschluß gefaßt, die Resultate dieser Untersuchungen ebenfalls zu veröffentlichen.

Leider hat M. LUCIUS den Abschluß der Arbeiten nicht mehr erlebt. Ihm zum Gedächtnis werden die Resultate dieser Untersuchungen, an denen er noch beteiligt war, in dem vorliegenden Gedenkband veröffentlicht.

EINFÜHRUNG

Das Pumpspeicherwerk Vianden liegt im Ourtal nördlich von Vianden. Die Our bildet hier die nordöstliche Grenze zwischen dem Großherzogtum Luxemburg und Deutschland.

Das Werk dient der Veredlung elektrischer Energie. Während der Nacht wird, unter Verwendung billiger Energie, das Wasser aus einem Unterbecken im Ourtal, in ein Oberbecken gepumpt, das auf der Höhe des St. Nikolausberges liegt.

Das Werk umfaßt folgende Betriebsteile (siehe Fig. 1) :

1) Ein Oberbecken

Dieses Becken ist durch einen Damm geschaffen, der das Plateau des St. Nikolausberges umrandet. Der Damm ist aus dem an Ort und Stelle gewonnenen Schieferfelsen geschüttet.

Der Damm hat eine mittlere Höhe von 14 m und eine maximale Höhe von 35 m. Die Dammkrone hat im 1. Ausbau eine Länge von etwa 2,3 km und wird im 2. Ausbau eine Länge von etwa 4,3 km haben.

Der nutzbare Beckeninhalte beläuft sich auf 2,75 Mio m³ im ersten Ausbau und 6 Mio m³ im Endausbau.

2) Ein Unterbecken

Bei Lohmühle, etwa 1 km oberhalb Vianden, ist eine Schwergewichtsmauer von 26 m Höhe errichtet, welche die Our auf eine Länge von 8 km staut. Der Gesamtinhalt des Staubeckens beläuft sich auf etwa 10 Mio m³.

3) Ein System von hydraulischen Leitungen

Dieses System verbindet die beiden Becken mit der Kavernenzentrale und weist folgende Einzelteile auf :

- einen Druckschacht (Durchmesser : 6 m) und
- eine Verteilrohrleitung, beide gepanzert, durch die das Wasser an die verschiedenen Turbinen und Pumpen geführt wird
- einen kurzen Unterwasserstollen von den Maschinen zum Unterbecken.

Jede der beiden Ausbaustufen erhält ein voneinander unabhängiges Leitungssystem.

4) Eine unterirdische Kraftzentrale

Der Maschinensaal, der unterirdisch angelegt ist, enthält im Endausbau 9 Gruppen mit Horizontalachsen ; jede Gruppe besteht aus einer Turbine, einem Motor-Generator, einer Pumpe und einer Anwurf-Turbine.

Die Breite der Zentrale beträgt 18 m, die maximale Höhe vor dem Einbau der Maschinen betrug 29 m und die definitive Höhe, nach dem Einbau der Maschinen, rund 17 m.

Die Gesamtlänge beträgt rund 330 m (Fig. 8).

I. DIE GESTEINE DES UNTERSUCHTEN GEBIETES UND IHR ALTER

Das im untersuchten Gebiet vorkommende Gebirge besteht größtenteils aus schwach sandigem Tonschiefer. Grauwackenbänke kommen nur ganz untergeordnet vor und kalkhaltige Gesteine fehlen gänzlich. Der Sandgehalt und auch der Glimmergehalt kann gelegentlich in weiten Grenzen schwanken. Oft wechseln in regelmäßiger Folge 0,5-1 mm starke sandreiche Lagen mit dickeren Lagen von Tonschiefer (Bänderschiefer). Eine Ablösungsfläche entlang der Schichtung ist jedoch bei dem Bänderschiefer nicht ausgebildet.

Stratigraphisch gehören die Gesteine des untersuchten Gebietes ins Obere Siegenien und ins Untere Emsien, untere Abteilung.

Im oberen Siegenien kommen fast ausschließlich grobe, sandige Tonschiefer vor. Die Schichtung ist meistens als Ablösungsfläche überhaupt nicht ausgebildet und die Schieferung ist in der typischen Fazies grob (Grobschiefer). Grauwackenbänke sind äußerst selten.

Über dem Oberen Siegenien folgt das Untere Emsien, untere Abteilung, auch „Schiefer von Stolzenburg“ genannt.

Auch in dieser Abteilung herrschen dunkelgraue oder blaugraue Schiefer vor, die im allgemeinen toniger sind als die Schiefer des Siegenien. Die Schieferung ist ebenflächig, aber nicht blätterig. Die Schichtung ist gut ausgeprägt und es schalten sich vereinzelt meist dünne Bänke von Quarzsandstein ein.

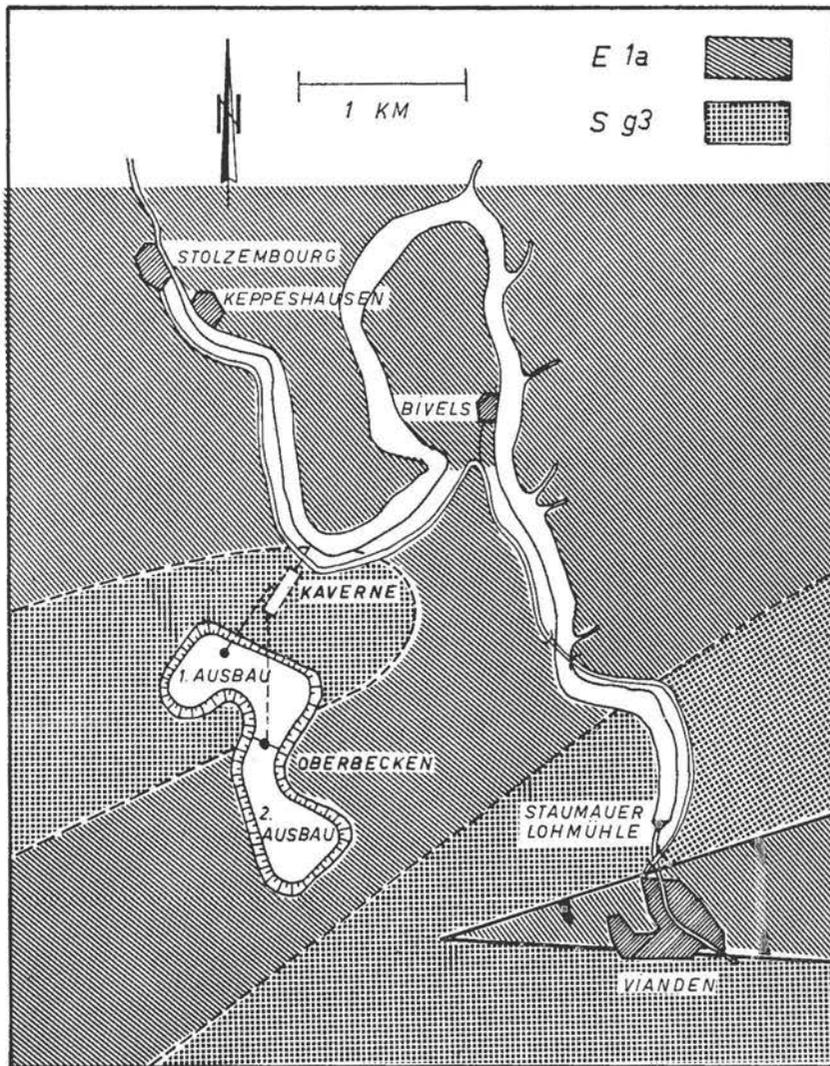


Fig. 1. Gesamtübersicht des Pumpspeicherwerkes Vianden mit Geologie.

Das Gebirge ist von verschiedenen Systemen von Ablösungsflächen durchsetzt, die sich durch ihre Entstehung und ihre Lage im Raum von einander unterscheiden.

Diese Ablösungsflächen sind für die Standsicherheit von verschiedenen Bauteilen des Pumpspeicherwerkes Vianden von großer Bedeutung.

Man kann folgende Systeme von Ablösungsflächen unterscheiden :

a) *Die Schichtung* entstand durch Änderungen in den Sedimentationsbedingungen. Sie weist im allgemeinen ihre primäre und subhorizontale Lagerung nicht mehr auf, sondern infolge der variscischen Gebirgsbildung stehen die Schichtflächen meistens sehr steil. Das allgemeine Achsenstreichen der Falten beträgt in dem hier untersuchten Gebiet etwa 60°.

b) *Unter Schieferung* versteht man die Zerlegung der Gesteinsmassen in mehr oder weniger dünne Platten, wobei die Schieferungsebene meistens nicht parallel zur Schichtung verläuft (Transversalschieferung). Aus größeren Untersuchungen, die sich über das ganze Ösling erstrecken, geht hervor, daß wir es hier mit einer Bewegungsschieferung im Sinne von H. SCHOLTZ zu tun haben und daß die Schieferungsflächen größtenteils parallel zu den Achsenflächen verlaufen. Die Schieferung bildet die Ablösungsflächen, die mengenmäßig am stärksten vertreten sind. In den weiter unten beschriebenen Gebieten fallen die Schieferungsflächen immer steil nach Süden ein.

c) *Die Klüfte* als Resultat einer tektonischen Beanspruchung, gruppieren sich im Gebiet des Pumpspeicherwerkes Vianden in zwei bevorzugten Richtungen und zwar kann man unterscheiden zwischen Längsklüften und Querklüften.

Nach dieser kurzen allgemeinen geologischen Einleitung kommen wir zu den geologischen Beschreibungen der einzelnen Betriebsteile, die infolge ihrer relativ großen Entfernung von einander gesondert behandelt werden.

II. DAS OBERBECKEN

Das Oberbecken befindet sich nordwestlich von Vianden auf dem Plateau des St. Nikolausberges, das etwa 300 m über dem Ourtal liegt.

Nach der geologischen Karte liegt das Oberbecken ausschließlich in den unteren Emsschichten (Schiefer von Stolzburg). Nördlich des St. Nikolausberges zieht ein größerer Sattel vom Sauertal herüber, in dem Obere Siegenerschichten aufgeschlossen sind. Der Karte nach erreicht dieser Sattel das Ourtal nicht mehr, sondern taucht vorher unter. Dem lithologischen Charakter des Gesteins nach zu urteilen (Fossilien wurden nicht gefunden) liegen die Verhältnisse etwas anders.

Im ersten Ausbau herrschen schwach sandige Grobschiefer vor und die Schichtung ist schlecht ausgebildet. Im zweiten Ausbau dagegen sind die Schiefer feiner und auch entsprechend toniger; die Schichtung ist sehr gut ausgebildet.

Eine genaue Grenzziehung war nicht möglich, der Wechsel vollzieht sich jedoch entlang einer Linie die nordwestlich des zweiten Einlaufbauwerkes liegt.

Wie wir weiter unten sehen werden, hat man im Bereich der unterirdischen Zentrale und der zugehörigen Stollen, ebenfalls Gesteine angetroffen, die der lithologischen Ausbildung nach zu den Oberen Siegenerschichten zu stellen sind.

Es ist also anzunehmen, daß der vorher beschriebene Sattel, in dem Siegenerschichten aufgeschlossen sind, rund 500 Meter weiter nach Süden reicht und in östlicher Richtung auch noch das Ourtal erreicht (Siehe Fig. 1).

Zur Erforschung der geologischen Untergrundverhältnisse ließ der Bauherr 1953 auf dem Plateau des Sankt Nikolausberges verschiedene Kernbohrungen abteufen.

Diese Bohrergebnisse können wie folgt zusammengefaßt werden:

Das Plateau des St. Nikolausberges ist mit einer 10-25 cm mächtigen, stark tonigen Lage von Mutterboden bedeckt. Darunter ist bis zu einer Tiefe von 4 m das anstehende Gestein entlang Ablösungsflächen stark aufgelockert. Ab 7 m ist das Gebirge kohärent und die meisten Klüfte sind geschlossen.

Die derzeitige Schlußfolgerung lautete wie folgt: „Der Bau des Oberbeckens bietet keinerlei Schwierigkeiten geologischer Art.“

Bei den Erdarbeiten für den ersten Ausbau stieß man in der Süd-Mulde auf eine 7-8 m mächtige Tonablagerung, die bei den damaligen Bohrungen nicht festgestellt worden war. Aus einer mir unbekanntem Ursache, die aber wahrscheinlich finanzieller Natur ist, war dieser Teil des Plateaus nicht abgebohrt worden. Da der Aushub und Abtransport dieser Tonablagerung zu kostspielig geworden wäre, entschloß sich der Bauherr, den Ton nur auf dem luft- und wasserseitigen Drittel der Dammsohle zu entfernen und durch die übliche Felsschüttung zu ersetzen.

Beim Aushub der Beckensohle wurde weiterhin eine ganze Reihe von Gangspalten freigelegt. Größtenteils war die Gangfüllung Schwerspat, es wurde jedoch auch gelegentlich Ankerit, Quarz, sowie Spuren von Kupferkies, Malachit und Pyrit festgestellt.

Die Mächtigkeit der angetroffenen Gänge variierte zwischen einigen cm und 4 m.

Mächtigkeitsänderungen von ähnlicher Größenordnung traten sehr oft bei ein und derselben Gangspalte in horizontaler Richtung auf. Einzelne Gänge konnten über eine Länge von 150 m verfolgt werden und die Anzahl der auf der gesamten Beckensohle festgestellten Gangspalten belief sich auf 40. Das Streichen schwankte zwischen 140° und 170°.

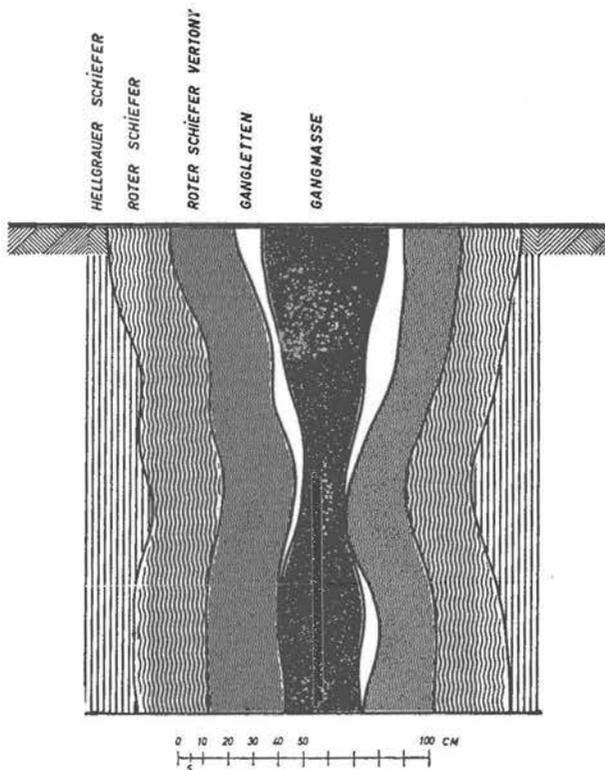


Fig. 2. Senkrechter Schnitt durch eine Gangspalte.

An der Stelle wo der Drainagegraben die Gangspalten schneidet, waren letztere gut aufgeschlossen, so daß man hier ein besseres Bild über die Gangfüllungen erhielt, die im Prinzip wie folgt aussahen (siehe Fig. 2) :

Die Gangfüllung selbst bestand vorwiegend aus Schwerspat. Ganz oft war die Füllung nicht vollständig, so daß in der Mitte des Ganges Drusen ausgebildet waren, die größtenteils mit Pyritkristallen überzogen waren. Speziell in diesen Drusen konnte gelegentlich auch Quarz, Kupferkies, Ankerit sowie ausnahmsweise auch Malachit festgestellt werden. Zu beiden Seiten der Füllung waren Gangletten von wechselnder Mächtigkeit aus rotem sehr plastischem Ton ausgebildet. Der anschließende Schieferfels war stark zersetzt, von roter Farbe und zerfiel beim Kontakt mit Wasser, um eine rote tonige Masse zu bilden. Dann folgte ein roter Schiefer, der über einen hellgrauen, gebleichten Schiefer allmählich in den gesunden graublauen Schiefer überging.

Da die Gangletten und der zersetzte Schiefer schwellungsempfindlich waren, wurden Füllung sowie Gangletten und zersetzter Schiefer bis in eine Tiefe von 0,50 m ausgehoben und durch Magerbeton ersetzt. Es wurde nämlich befürchtet, daß das schwellungsempfindliche Material bei Zutritt von Wasser ein Aufblähen der Isolationsschicht der Beckensohle verursachen könnte.

Bei denen im Jahre 1953 ausgeführten Kernbohrungen hatte durch Zufall keine der Bohrungen eine solche Gangspalte angetroffen.

Es sei hier noch kurz erwähnt, daß in einem Seitental von Stolzenburg, etwa 2 km nördlich vom St. Nikolausberg, bis zum letzten Krieg ein Kupferkiesgang abgebaut wurde. Das Gangmittel bestand aus Ankerit, und die Streichrichtung des Hauptganges war, wie bei den oben beschriebenen Gangspalten 170°.

Bei dem Kupferkiesgang von Stolzenburg sowie bei den Gangspalten auf dem Plateau des St. Nikolausberges handelt es sich um Gänge hydrothermalen Ursprungs, die dem telemagmatischen Typus angehören.

III. DIE SPERRE

Die Talsperre liegt oberhalb von Vianden, in den oberen Siegenerschichten, die hier in einem Streifen von 700 m Breite anstehen.

Ursprünglich sollte die Sperrmauer oberhalb von „Lohmühle“ errichtet werden, wo das Tal sehr eng ist, und die Talhänge durch steilstehende Felswände gebildet werden. Hier waren noch keine geologischen Voruntersuchungen vorgenommen worden, als aus technischen Gründen vom Bauherr der Entschluß gefaßt wurde, die Sperre unterhalb von „Lohmühle“ zu errichten.

An dieser Sperrstelle wurden nun 13 vertikale Kernbohrungen abgeteuft mit einer Gesamtlänge von 199,70 m. Die minimale Bohrteufe betrug 6,15 m und die maximale Bohrteufe 23,00 m. In diesen Bohrungen wurden ebenfalls Wasserabpreßversuche vorgenommen. Wir gehen hier nicht weiter auf die Resultate dieser Bohrungen ein, denn im letzten Moment wurde die Sperre nochmals um 25 m flußabwärts verlegt. Von den 13 Bohrungen lagen noch 2 im Bereich der neuen Sperrstelle und diese hatten nur eine Teufe von je 6 m.

In keiner von diesen Bohrungen waren irgendwelche Anzeichen von Störungen festgestellt worden, obschon beim Bau verschiedene Verwerfungen angetroffen wurden, die auch diesen Bereich durchziehen.

Wie wir weiter unten sehen werden, stehen diese Verwerfungen größtenteils ziemlich steil und da nur Vertikalbohrungen ausgeführt worden waren, bestand wenig Aussicht, eine von diesen Störungen zu treffen.

Wie aus dem weiter oben gesagten hervorgeht, bestanden wegen der zweimaligen Verlegung der Sperrstelle noch keinerlei Kernbohrungen vor der Inangriffnahme der Bauarbeiten an der jetzigen Sperre, jedoch gleichzeitig mit den Aushubarbeiten wurden auch die ersten Kernbohrungen abgeteuft.

Im ganzen wurden hier 22 Kernbohrungen mit einer Gesamtlänge von 924,97 m abgeteuft. Die Minimallänge betrug 5,30 m und die Maximallänge 54,30 m. Von diesen 22 Bohrungen waren nur 2 Vertikalbohrungen, die andern wiesen Neigungen von 45° bis 70° auf.

Die Bohrungen waren in ihren Richtungen so angeordnet, daß sie möglichst gute Auskünfte über eventuell vorhandene Störungen gaben, d. h. sie lagen in Ebenen, die entweder senkrecht auf den Längsklüften oder senkrecht auf den Querklüften standen.

In 11 Bohrungen wurden Wasserabpreßversuche ausgeführt mit einem Druck von 3 kg/cm². Ausnahmsweise wurde, bei genügend mächtiger Überlagerung, der Druck bis auf 10 kg/cm² gesteigert.

Die maximal festgestellte Wasseraufnahme bei einem Druck von 3 kg/cm² betrug 8,67 Liter/Meter/Minute und die mittlere Aufnahme bei demselben Druck betrug 1,8 Liter/Meter/Minute. Aus diesen Resultaten geht eindeutig hervor, daß bei den oberen Siegenerschichten, die hier den Untergrund bilden, und aus einem schwach sandigen Tonschiefer bestehen, schon in geringer Tiefe die Klüfte größtenteils geschlossen sind.

In den Verwerfungszonen war die Wasseraufnahme im allgemeinen äußerst gering. Dies erklärt sich durch die Feststellung, daß in der mylonitisierten Zone der Schiefer größtenteils zu feinstem Gesteinsmehl zerrieben ist, das unter dem Einfluß der Bergfeuchtigkeit eine stark plastische, tonige, wasserundurchlässige Masse bildet.

Nach den Resultaten der Kernbohrungen und den Untersuchungen im Aushub für die Fundierung der Mauer gestaltet sich die Geologie an der Sperrstelle wie folgt :

Am rechten Hang, in Höhe der Mauerkrone, verläuft die Achse einer flachen Synklinalfalte, die sich schwach nach NO heraushebt. Das Achsenstreichen beträgt 65°, während die Achse A'B der Mauer mit 96° streicht (Fig. 3). Daraus folgt, daß im Aushub am rechten Talhang die Schichtung mit 65° streicht und max. mit 8° nach NW einfällt. In Höhe der Mauerkrone verlaufen die Schichten am selben Talhang, infolge der bereits erwähnten Faltenachse, horizontal. Im Aushub des linken Talhanges dagegen streichen die Schichten mit 75° und fallen mit 25° nach NW ein. Dieser Aushub befindet sich in der Südflanke der Synklinalfalte (Siehe Blockdiagramm Fig. 4 und 5).

Die Schieferungsflächen streichen mit 65° und fallen mit 80-85° nach Süden ein, diese Werte bleiben praktisch in der ganzen Baugrube konstant.

Alle in der Baugrube vorkommenden Klüfte wurden eingemessen, die Meßergebnisse sind in den beiden Diagrammen Fig. 6 und Fig. 7 dargestellt.

Aus dem Diagramm Fig. 6 (Kluftrose) geht eindeutig hervor, daß sich die Klüfte nach zwei bevorzugten Richtungen gruppieren lassen und zwar parallel zur Faltenachse (Längsklüfte) und senkrecht zur Faltenachse (Querklüfte). Rund 70 % der eingemessenen Klüfte gehören der Haupt-, hier Querkluftrichtung an, mit einem Maximum bei 145°. Die zu dieser Richtung gehörenden Klüfte streuen ziemlich stark, so daß Grenzwerte von 115° resp. 185° vorkommen.

In Richtung der Längsklüfte ist das Maximum viel deutlicher, es liegt bei 65°, die Grenzwerte liegen bei 50° resp. 75°, so daß die Klüfte, die dieser Richtung angehören, im Streichen weniger streuen als die Klüfte der Hauptkluftrichtung.

In diesem Diagramm sind ebenfalls die Richtung der Our an der Sperrstelle sowie die Mauerachse A'B angegeben. Interessant ist die Feststellung, daß die Richtung der Our subparallel einem großen Teil der Klüfte der Hauptkluftrichtung verläuft.

Es sind Untersuchungen im Gange, die sich auf das ganze Großherzogtum beziehen, um festzustellen, ob ein genetischer Zusammenhang zwischen Flußrichtungen und Kluftrichtungen besteht oder nicht.

Da die Darstellung der Klüfte im Kluftrosendiagramm die Einfallwinkel der Klüfte nicht berücksichtigt, wurden die Kluftmessungen ebenfalls auf einem SCHMIDT'schen Netz aufgetragen, und zwar wurden die Durchstoßpunkte der Flächennormalen in der unteren Hälfte der Lagenkugel dargestellt. Aus dieser Darstellung ergibt sich eine interessante Feststellung, die, wie wir weiter zurück sehen werden, im Bereich der unterirdischen Zentrale bestätigt wurde.

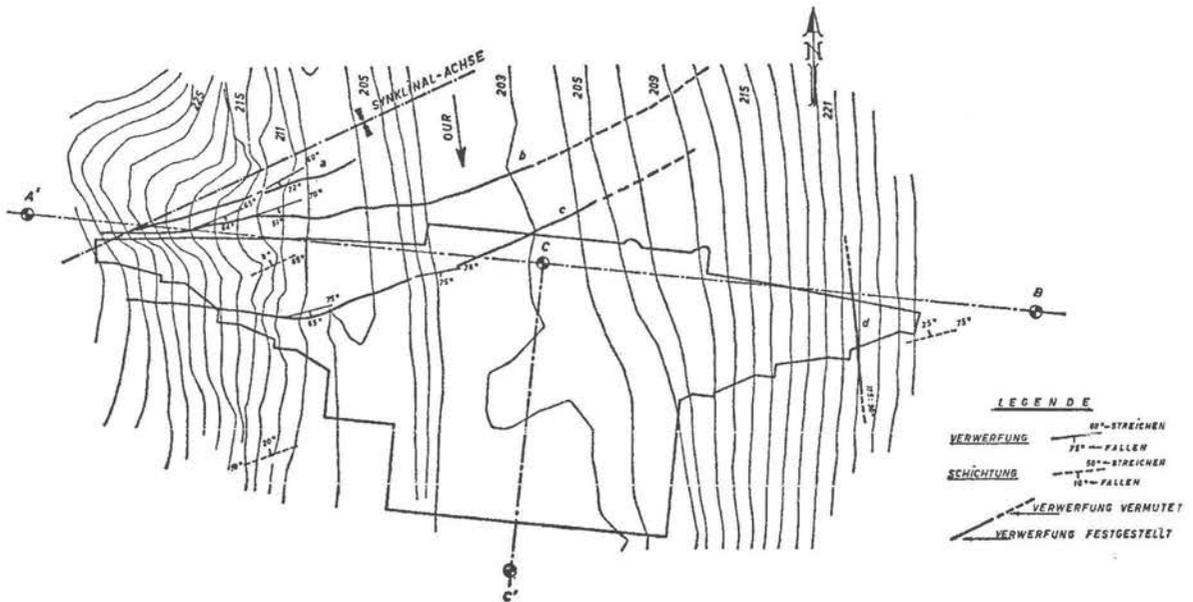


Fig. 3. Lageplan und Tektonik der Sperrstelle.

1 cm = 13 m.

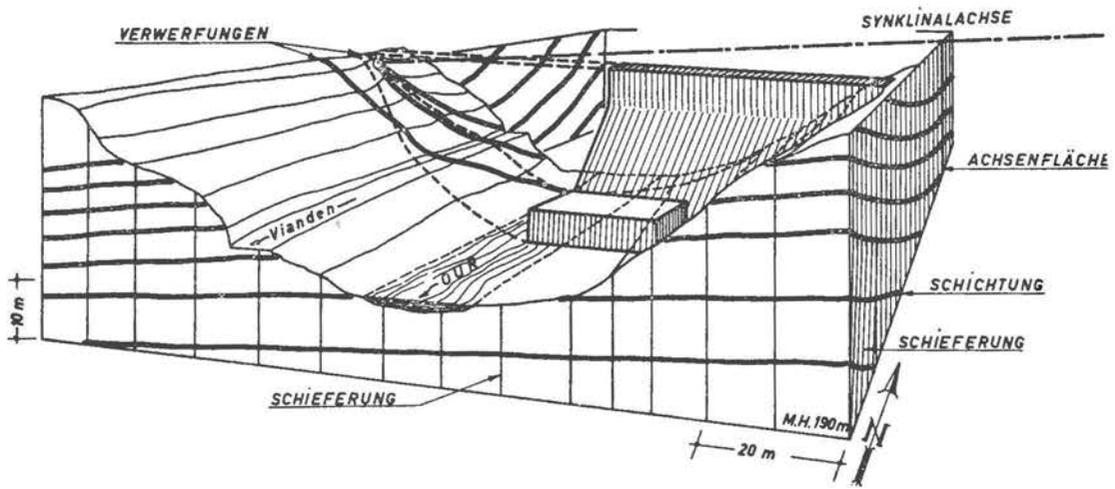


Fig. 4. Blockdiagramm der gesamten Sperrstelle.

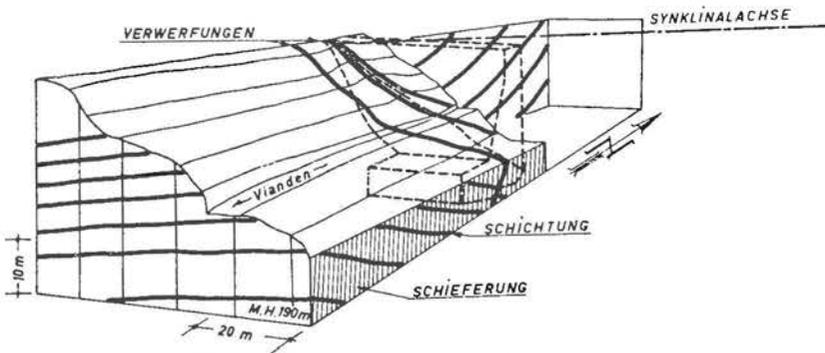


Fig. 5. Blockdiagramm der rechten Talseite der Sperrstelle.

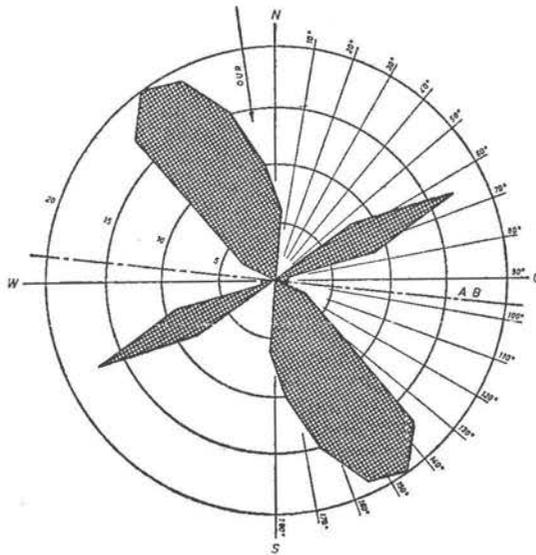


Fig. 6. Kluftrose der Sperrstelle.

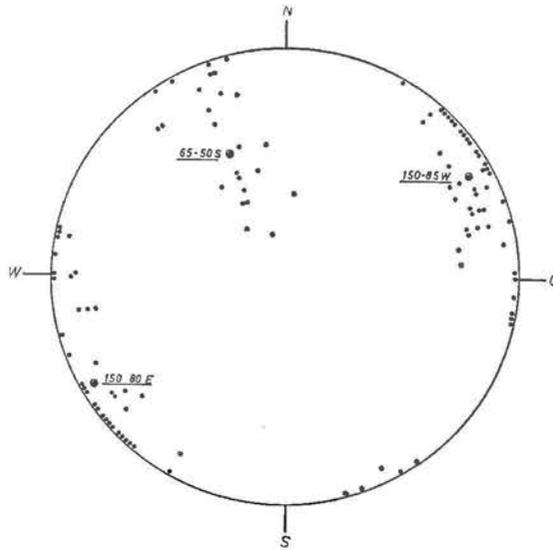


Fig. 7. Kluftdiagramm der Sperrstelle. Dargestellt sind die Durchstoßpunkte der Flächennormalen in der unteren Hälfte der Lagenkugel (Schmidt'sches Netz).

Die Klüfte der Hauptkluftrichtung (Querklüfte) besitzen meistens ein sehr steiles Einfallen, das sowohl nach WSW wie nach ONO gerichtet sein kann, wobei die senkrecht stehenden Klüfte sehr stark vertreten sind. Der mittlere Einfallswinkel der nach WSW einfallenden Klüfte liegt bei 85° und der mittlere Einfallswinkel der nach ONO einfallenden Klüfte beträgt 80° . Aus Fig. 7 geht ebenfalls hervor, daß die Anzahl der Klüfte die WSW einfallen ungefähr so groß ist wie die Anzahl der nach ONO einfallenden.

Bei den Längsklüften liegen die Verhältnisse anders. Im ganzen wurden im Aushub für die Fundierung der Mauer 26 Klüfte gemessen, die dieser Kluftrichtung angehören. Von diesen stehen 4 Klüfte vertikal und nur eine Kluft fällt nach NNW ein, die restlichen 21 Klüfte dagegen fallen nach SSO ein. Der mittlere Einfallswinkel beträgt bei denen nach SSO einfallenden Klüfte nur 50° .

Warum fallen in dieser Kluftrichtung die Klüfte größtenteils nach SSO ein, wo in der Hauptkluftrichtung die Klüfte in der selben Anzahl nach ONO wie nach WSW einfallen? Warum ist der mittlere Einfallswinkel in dieser Kluftrichtung bedeutend flacher?

Wir kommen noch auf diese Frage bei der Beschreibung der unterirdischen Zentrale zurück.

Verwerfungen

Die im Bereich der Sperrstelle angetroffenen Verwerfungen gehören meistens der Längskluftrichtung an d. h. von den 4 festgestellten Verwerfungen gehören 3 der Richtung der Längsklüfte an und eine der Richtung der Querklüfte.

Diese Verwerfungen sind im Situationsplan Fig. 3 sowie in den Blockdiagrammen Fig. 4 und Fig. 5 dargestellt. Es sei aber hier noch darauf aufmerksam gemacht, daß im Situationsplan die Schnittlinien der Verwerfungsflächen mit der ursprünglichen Topo-

graphie und nicht mit dem Aushubplan dargestellt sind. So geht z. B. aus Fig. 3 nicht hervor, daß die Verwerfung *b* die mit 50-60° nach Süden einfällt, die Sohle der Baugrube schneidet.

Die Verwerfung *a* wurde am linken Hang, flußaufwärts der Baugrube, in einem hier angelegten Schurf aufgeschlossen. Diese Verwerfung streicht mit 60° und fällt mit 71° nach S ein ; sie schneidet die Baugrube nicht.

Die Verwerfung *b*, Streichen 65-70°, Einfallen 51-64° nach S, bildet am rechten Talhang die wasserseitige Steilwand der Baugrube. Bei 223 über N.N. besteht eine Verzweigung, welche im oberen Teil des Photo Nr. 1 sichtbar ist. Hier kann man sehr deutlich sehen, wie der zweite Ast der Verwerfung viel flacher nach Süden einfällt. Infolge der unterschiedlichen Streichrichtung des Hauptastes und der Sperrachse A'B verläßt ersterer die Baugrube auf der Höhe 208 über N.N. Die Mächtigkeit der mylonitisierten Zone schwankt zwischen 0,30 und 1 m.

Eine dritte Verwerfung *c* Streichen 75-80°, Einfallen 65-85° nach S, tritt am rechten Hang, zur Luftseite in die Baugrube ein und verläßt sie wieder zur Wasserseite, oberhalb der Sperrachse CC'. Die Mächtigkeit der mylonitisierten Zone schwankt zwischen 0,50 und 2,50 m (Siehe Photo 2, 3, 4, 5, 6). Auf dem Photo Nr. 2 sind auf der rechten Seite die beiden Äste der Verwerfung *b* und auf der linken Seite die Verwerfung *c* zu sehen. Die Photos Nr. 3, 4, 5 und 6 zeigen den Verlauf der Verwerfung *c* vom Talhang bis zur Talsohle.

Die vierte Verwerfung *d* gehört der Hauptkluftrichtung an. Sie wurde in der Baugrube am linken Hang festgestellt und streicht mit 175°, das Einfallen ist senkrecht. Die Mächtigkeit der mylonitisierten Zone beträgt 0,60 m (Siehe Photo Nr. 3 und 8).

In all den Verwerfungen die in der Baugrube aufgeschlossen waren, wurde das mylonitisierte Gestein so tief wie möglich ausgehoben und durch Beton ersetzt. Dort wo die mylonitisierte Zone breit genug war, wie z. B. bei der Verwerfung *c* wurde der Aushub bis in eine Tiefe von 2 m vorgetrieben (Siehe Photo Nr. 6). Man beachte auf demselben Photo die beidseitige scharfe Begrenzung der mylonitisierten Zone durch gesunden Schiefer.

Weiterhin konnte eine vierte Störzone, hervorgerufen durch Bewegungen parallel zu den Schichtflächen, im Untergrund festgestellt werden. Die Zone liegt in einem Schnitt durch die Sperrachse C C' in einer Tiefe von rund 40 m, und die Mächtigkeit der mylonitisierten Zone beträgt 4 bis 5 m. Diese Störzone wurde von mehreren Schrägbohrungen durchfahren und durch eine Vertikalbohrung kontrolliert, so daß sie ziemlich genau festgelegt werden konnte. Diese Störzone bleibt auf die Scheitelzone der Synklinalfalte beschränkt, denn dort, wo in den beiden Schenkeln dieselbe Schichtlage zu Tage tritt, ist nichts mehr von der Störung zu sehen.

Wie aus dieser Beschreibung hervorgeht, ist an der Sperrstelle als Hauptkluftrichtung die Querklufttrichtung ausgebildet, während die größeren Störzonen, die durch Verwerfungen hervorgerufen werden, in Richtung der Längsklüfte verlaufen. Wie wir weiter zurück sehen werden, haben wir ähnliche Verhältnisse im Bereich der unterirdischen Zentrale.

IV. DIE UNTERIRDISCHE KRAFTZENTRALE

Wie bereits weiter oben bemerkt, reicht der auf der offiziellen geologischen Karte dargestellte Sattel, in dem Obere Siegenerschichten aufgeschlossen sind, weiter nach Süden und in östlicher Richtung erreicht er ebenfalls das Ourtal bevor er untertaucht. Diese Richtigstellung geht unter anderem daraus hervor, daß in der unterirdischen Zentrale und den dazugehörigen Stollen ausschließlich Obere Siegenerschichten aufgeschlossen waren.

Für die geologischen Untersuchungen im Bereich der unterirdischen Zentrale ließ der Bauherr einen 377 m langen Sondierstollen vortreiben. Dieser Sondierstollen lag in etwa 35 m horizontaler Entfernung der Längsachse der Zentrale und zwar in dem heutigen Verteilrohrstollen (Siehe Fig. 8).

Die Richtung sowie die Lage des Sondierstollens wurden nach geologischen Gesichtspunkten im Einklang mit der Lage des Oberbeckens und der zu erbauenden Zentrale festgelegt. Geologisch gesehen lag der Stollen so, daß er die beiden Kluftrichtungen als Winkelhalbierende schnitt und das, um eventuelle Störungen, die parallel einer der beiden Kluftrichtungen verlaufen, auf möglichst kurzer Strecke zu schneiden. Nachdem im Sondierstollen dieselben Kluftrichtungen festgestellt worden waren wie in den umliegenden Aufschlüssen, wurde diese Richtung auch für die Zentrale und die zugehörigen Stollen so weit wie möglich beibehalten. Diese Anordnung hat sich später als günstig erwiesen. Da die Ergebnisse der geologischen Untersuchung des Sondierstollens bereits in der oben erwähnten Publikation dargestellt wurden, wollen wir hier im Einzelnen nicht mehr darauf zurückkommen. Erwähnt seien nur das Kluftdiagramm der Klüfte dieses Stollens, Fig. 9, sowie eine stark klüftige Zone, die von Station 245 m bis Station 289 m reichte. Die Streichrichtung dieser Zone war im Sondierstollen nicht erkannt worden und auch nicht durch Bohrungen näher untersucht worden.

Das Stollenportal lag im Nordschenkel einer flachen Antiklinalfalte. Schichtstreichen 60° , Einfallen 15° N. Bei Station 20 m betrug das Streichen 75° und das Einfallen 27° N. Bei Station 128 m war die Schichtung horizontal, und am Ende des Stollens betrug das Streichen 70° und das Einfallen 17° S. Der Stollen durchfuhr also eine flache Antiklinalfalte.

Faltung

Auf dem Übersichtsplan Fig. 8 sind die Ergebnisse der geologischen Untersuchungen, die während des Ausbruches des Stollensystems gemacht wurden, sowie die Ergebnisse des oben erwähnten Sondierstollens dargestellt. Aus diesem Plan geht hervor, daß im Bereich des Stollensystems eine ganze Reihe von kleineren und größeren Falten aufgeschlossen wurden.

So konnte man im Aufschluß, der durch das Anschlagen der Stollen an der Straße nach Stolzenburg entstanden war, von Norden nach Süden fortschreitend drei aufeinander folgende Falten feststellen. Von Norden kommend hatte man zunächst eine Antiklinale, dann eine Synklinale und wieder ein Antiklinale. Die am weitesten nach Norden gelegene Antiklinale konnte ebenfalls im Auslaufbauwerk festgestellt werden. Bei diesen drei Falten

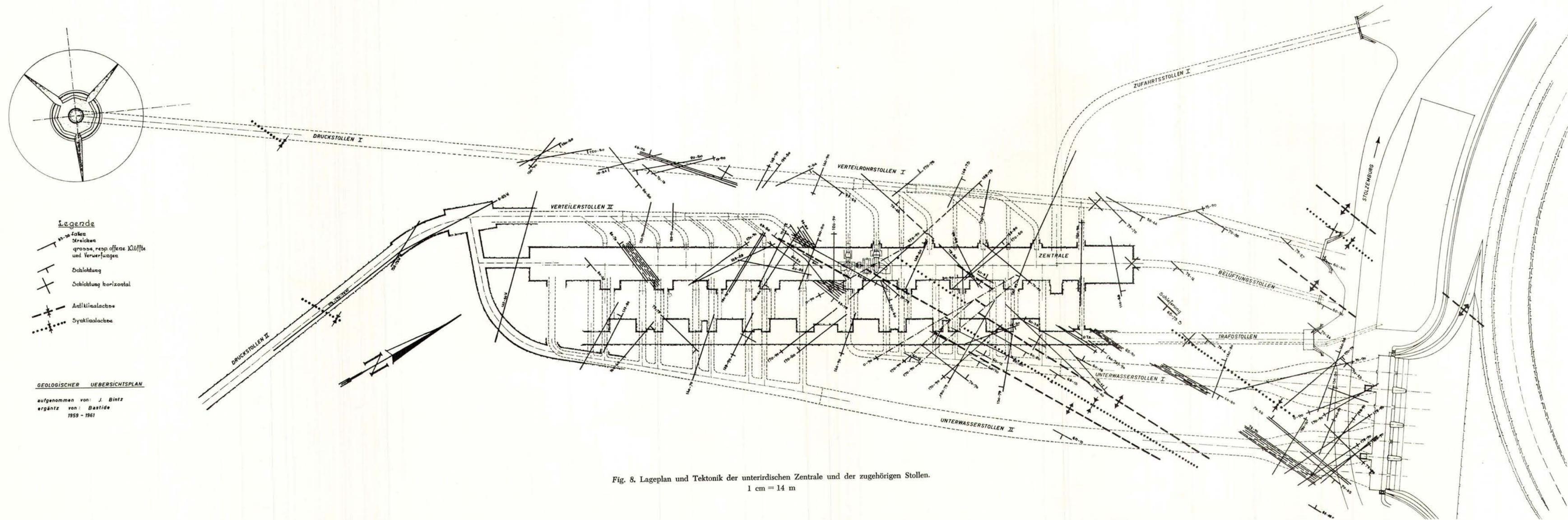


Fig. 8. Lageplan und Tektonik der unterirdischen Zentrale und der zugehörigen Stollen.
1 cm = 14 m

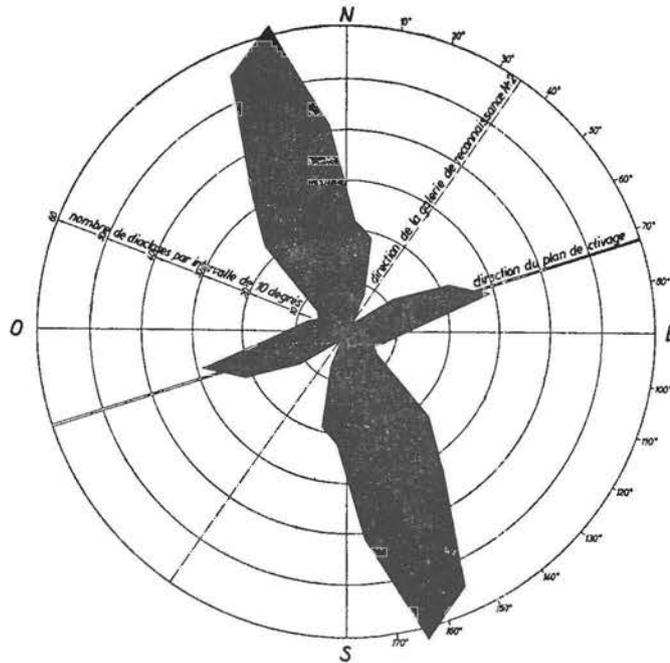


Fig. 9. Kluftrose des Sondierstollens.

handelt es sich um ganz flache Falten. Irgendwelche Störzonen im Bereich dieser Falten konnten nicht festgestellt werden.

Weiter nach Süden fortschreitend wurde im Trafostollen und im Unterwasserstollen I eine ganz flache Synklinalfalte aufgeschlossen, die aber in der Zentrale nicht mehr festgestellt werden konnte.

Weiter nach Süden hat man dann im Unterwasserstollen II, im Unterwasserstollen I und im Trafostollen, drei eng aneinanderliegende Falten aufgeschlossen. Es handelt sich um eine Synklinale, die beidseitig von einer Antiklinale abgelöst wird. In den Pumpen- und Turbinenstichen, welche die Zentrale mit dem Unterwasserstollen I verbinden, konnte festgestellt werden, wie diese einzelnen Falten an quer zur Achse verlaufenden Blattverschiebungen gegeneinander verschoben waren. Sehr deutlich waren diese Verschiebungen in der Zentrale selbst zu sehen, wo sie gut aufgeschlossen waren.

Die Zone dieser drei Falten war in sämtlichen Stollen sehr stark gestört, wobei die Störzone aber nicht durch meßbare Flächen begrenzt war.

Innerhalb dieser Zone war das Gebirge äußerst stark klüftig, mit Rutschharnischen auf den einzelnen Klüftflächen. Die Klüfte waren oft zum Spalt geöffnet und wiesen bis Dezimeter mächtige rote Tonfüllungen auf. In sämtlichen Stollen, aber speziell in der Zentrale, mußten im Bereich dieser Störzone zusätzliche Sicherheitsmaßnahmen getroffen werden.

Im Verteilrohrstollen II und im Druckstollen I waren die Falten nicht mehr zu erkennen, aber die Störung des Gebirges war nicht weniger ausgeprägt als in den übrigen Stollen.

Eine letzte sehr flache Falte wurde im Druckstollen I und im Druckstollen II durch-
fahren.

Das Streichen der Faltenachsen aller im Bereich des Stollensystems angetroffenen
Falten beträgt im Mittel 60° .

Die im Mittel mit 170° streichenden Blattverschiebungen waren öfters zum Spalt ge-
öffnet und wiesen eine Schwerspatfüllung auf.

Klüfte

Unter der Bezeichnung Klüfte sind im nachfolgenden Kapitel nicht nur Klüfte im
engeren Sinne zu verstehen, sondern auch Gangspalten und „Klüfte“, auf deren Flächen
deutliche Rutschharnische zu sehen waren, zusammengefaßt.

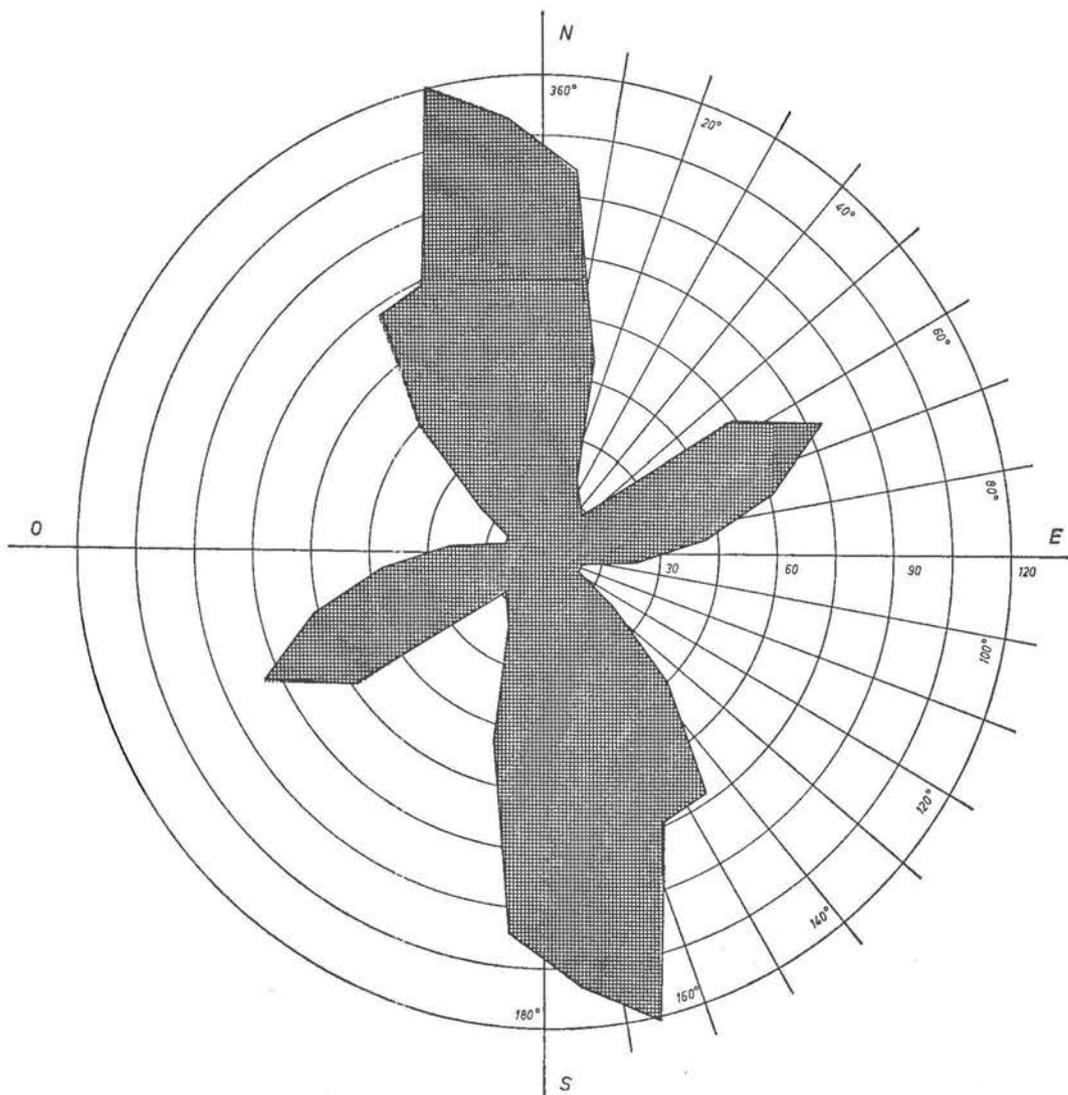


Fig. 10. Kluftrose aller Klüfte die in der unterirdischen Zentrale und den dazu gehörigen Stollen
gemessen wurden.

Bereits im Sondierstollen war eindeutig erkannt worden, daß bei denen für die Standsicherheit des Gebirges in Frage kommenden Ablösungsflächen die Klüfte bei weitem die wichtigste Rolle spielen. Obschon im Bereich des Stollensystems eindeutige Falten erkannt worden waren und auch Schichtmessungen vorgenommen werden konnten, spielen die Schichtflächen als Ablösungsflächen nur eine untergeordnete Rolle.

Auch die Schieferung, die zwar mengenmäßig als Ablösungsfläche am häufigsten vertreten ist, spielt für die Standsicherheit des Gebirges nicht die wichtigste Rolle, da die Schieferung in einem latenten Zustand ist und erst bei mechanischer Beanspruchung als Ablösungsfläche in Erscheinung tritt.

In Fig. 8 sind nur die Klüfte, die sich auf größere Distanz verfolgen lassen, solche die Rutschharnische aufweisen, oder zum Spalt geöffnet sind und eine rote Ton- oder Schwespatfüllung besitzen, sowie Kluftbündel, dargestellt. Trotzdem geht aus Fig. 8 schon deutlich hervor, daß man es mit zwei bevorzugten Klufttrichtungen zu tun hat.

Im gesamten Stollensystem mit Ausnahme des Verteilrohrstollens I (siehe Kluftdiagramm des Sondierstollens Fig. 9) sowie der Druckstollen I und II wurden insgesamt 539 Klüfte gemessen, die in der Kluftrose Fig. 10 dargestellt sind.

Obschon es sich bei dieser Kluftrose um die statistische Darstellung von Klüften handelt, die auf einem größeren Bereich eingemessen wurden, kommen ganz deutlich zwei bevorzugte Klufttrichtungen zum Vorschein und zwar Längs- und Querklufttrichtung. Die beiden hier festgestellten Klufttrichtungen unterscheiden sich in ihren Streichrichtungen nicht wesentlich von den an der Sperrstelle gemessenen Richtungen (Siehe Fig. 6).

Wie an der Sperrstelle streuen auch hier die Längsklüfte weniger als die Querklüfte. So liegen in der Längsklufttrichtung die Werte zwischen 50° und 100° mit einem deutlichen Maximum bei 65° , in der Querklufttrichtung dagegen liegen die Extremwerte bei 130° resp. 200° mit einem Maximum bei 165° .

Da die Darstellung von 539 Klüften in einem SCHMIDT'schen Netz ein verwirrendes Bild ergeben hätte, wurden die Klüfte der beiden Hauptkavernen, d. h. der Maschinenkaverne und der Trafokaverne gesondert dargestellt (Fig. 11 und Fig. 12).

In Fig. 11 sind 131 Klüfte dargestellt und zwar handelt es sich hier um die Klüfte, die im Firststollen der Maschinenkaverne eingemessen wurden; diese Klüfte sind selbstverständlich identisch mit denen der Maschinenkaverne. Dargestellt sind, wie bei all diesen Darstellungen, die Durchstoßpunkte der Flächennormalen in der unteren Hälfte der Lagenkugel.

Aus Fig. 11 ist deutlich zu ersehen, daß die Klüfte der Querklufttrichtung in ungefähr gleicher Anzahl nach ONO wie WSW einfallen und die senkrecht stehenden Klüfte sehr stark vertreten sind. (Die außerhalb des Kreises liegenden Punkte stellen ebenfalls senkrecht stehende Klüfte dar).

In der Längsklufttrichtung dagegen fallen die Klüfte größtenteils nach SO ein, d. h. von 37 Klüften, die dieser Klufttrichtung angehören, stehen 9 senkrecht, 3 fallen nach NW ein und 25 nach SO.

Ähnliche Verhältnisse haben wir im Kluftdiagramm, in welchem die Klüfte der Trafokaverne dargestellt sind. Auch hier fallen in der Querklufttrichtung die Klüfte sowohl nach ONO wie WSW ein, in der Längsklufttrichtung dagegen stehen von 29 Klüften 10 senkrecht, 3 fallen nach NW ein und 16 nach SO.

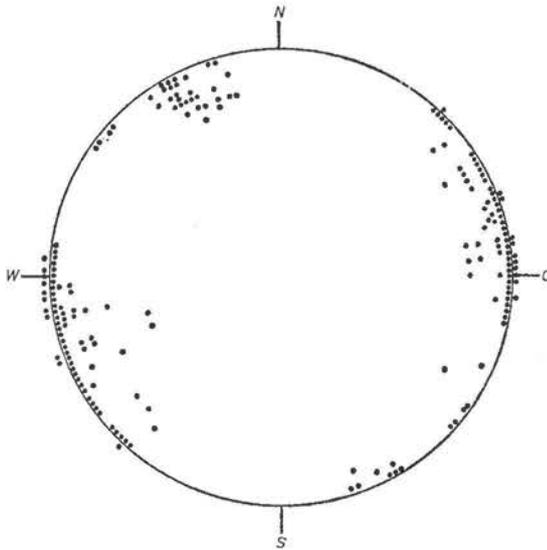


Fig. 11. Kluftdiagramm des Kavernenfirststollens. Dargestellt sind die Durchstoßpunkte der Flächennormalen in der unteren Hälfte der Lagenkugel (Schmidt'sches Netz).

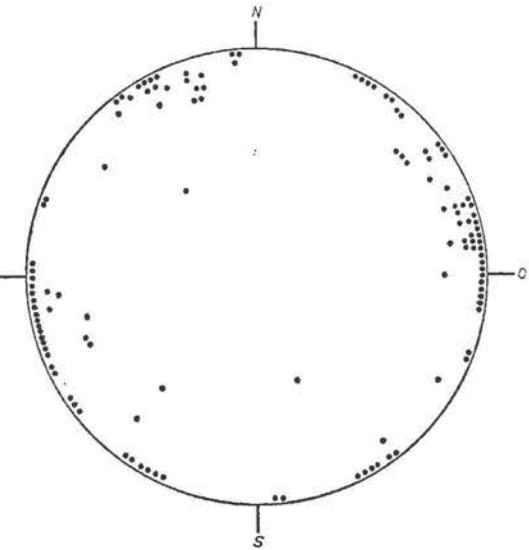


Fig. 12. Kluftdiagramm des Trafostellens. Dargestellt sind die Durchstoßpunkte der Flächennormalen in der unteren Hälfte der Lagenkugel (Schmidt'sches Netz).

Es sei hier nochmals daran erinnert, daß im Kluftdiagramm der Sperrstelle (Fig. 7) die Klüfte der Längskluftrichtung ebenfalls größtenteils nach SO einfallen.

Für die bevorzugte Einfallrichtung der Längsklüfte gibt es verschiedene mögliche Erklärungen von denen hier einige besprochen werden, ohne daß eine definitive Antwort gegeben werden kann, denn dazu sind Untersuchungen, die sich auf größere Gebiete beziehen, notwendig.

Eine naheliegende Erklärung wäre die, daß nach der Entstehung der Klüfte, Drehung um eine Achse parallel der Faltenachse stattgefunden hat. Dabei wäre es möglich, daß ein Teil der Klüfte, die bei der Entstehung steil nach NW einfielen, heute nach SO einfallen. Auch ist zu bemerken, daß die Schieferung in dem hier beschriebenen Gebiet normal einfällt, d. h. entsprechend der allgemeinen NW-Vergenz der Falten steil nach SO.

Wenn wir nun als zeitliche Folge der Entstehung, Faltung und Schieferung, als ungefähr gleichalterig annehmen, und die das ganze Massif durchsetzenden Klüfte, um die es sich hier handelt, und die P. FOURMARIER als „Megadiaclasses“ bezeichnet, als jünger betrachten, so müßte bei einer Drehung, wie sie oben beschrieben wurde, die Schieferung ebenfalls mit gedreht sein. Da dies nicht der Fall ist, scheint eine Drehung nicht in Frage zu kommen.

Wie bereits weiter oben bemerkt, haben wir in diesem Gebiet allgemeine NW-Vergenz der Falten und entsprechend steiles SO-Einfallen der Schieferung. Es wäre, unter Annahme derselben zeitlichen Entstehungsfolge wie oben, also durchaus möglich, daß bei der Anlegung der Klüfte, die bereits vorhandenen Schieferungsflächen, die ja Schwächezonen in Richtung der Schieferungsebene darstellen, diese bereits vorgegebene Richtung von den Längsklüften ausgenützt worden wäre.

An der Sperrstelle erscheint dies aber auch nicht ganz zuzutreffen, da hier im Mittel die Längsklüfte viel flacher einfallen als die Schieferungsebenen. Im Bereich der Maschinen- und Trafokaverne dagegen deckt sich der mittlere Einfallwinkel der Längsklüfte mit demjenigen der Schieferungsebenen.

Was das Streichen anbelangt, so stimmt der mittlere Streichwinkel der Längsklüfte mit demjenigen der Schieferung in den hier untersuchten Gebieten ziemlich gut überein.

Wie bereits weiter oben bemerkt, ist es nicht möglich, im Rahmen dieser Publikation eine befriedigende Antwort auf die Frage der bevorzugten Einfallrichtung der Längsklüfte zu geben. Dazu sind Untersuchungen nötig, die sich über ein größeres Gebiet erstrecken. Vor allem soll demnächst untersucht werden, ob in den Gebieten mit SO-Vergenz der Falten und entsprechendem NW-Fallen der Schieferung die Längsklüfte vorwiegend ebenfalls nach NW einfallen.

Die meisten Klüfte waren geschlossen, aber auch die mit Ton oder Baryt gefüllten Klüfte führten nur in ganz geringem Maße Wasser, so daß das ganze Stollensystem als trocken bezeichnet werden konnte. Zur Entnahme von Wasserproben mußten an den wasserführenden Klüften Blechrinnen angebracht werden, um genügend Wasser zwecks chemischer Analyse zu sammeln. Nur eine größere mit Baryt und Schwefelkies gefüllte Gangspalte im Verbindungsstollen zwischen Zentrale und Montagekammer des Druckstollens II (Streichen 140° , Einfallen 80° W) führte beim Auffahren eine größere Wassermenge, die auf rund $7 \text{ m}^3/\text{St.}$ geschätzt wurde. Aber auch diese Gangspalte, die wahrscheinlich mit nahe an der Oberfläche gelegenen wasserführenden Klüften in Verbindung stand, lief nach etwa $2\frac{1}{2}$ Monaten leer.

Die größte im Bereich des Stollensystems mit Baryt gefüllte Gangspalte war in der Montagekammer des Druckstollens II angefahren worden. Streichen 170° - 180° , Fallen 90° - 75° W. Die Füllung erreichte stellenweise eine Mächtigkeit von $0,80 \text{ m}$, und war größtenteils nicht vollständig, so daß in der Mitte ein 5 bis 10 cm breiter Spalt offen war dessen beide Wände mit einer etwa 2 cm dicken Schwefelkiesschicht überzogen waren. Diese Gangspalte, die mit wechselnder Mächtigkeit bis weit hinauf in den Druckstollen verfolgt werden konnte, führte kein Wasser.

In etwa 40 m südlich der Montagekammer wurde die weiter oben beschriebene Gangspalte von einer zweiten, Streichen 150° , Einfallen 75° W, geschnitten, die ebenfalls eine bis zu $0,80 \text{ m}$ breite Barytfüllung aufwies.

Schieferung

Die Schieferung war im Bereich des gesamten Stollensystems ziemlich konstant und fiel, wie bereits oben erwähnt, steil nach Süden ein (Fallen 75° S); das Streichen betrug 65° .

Wie bereits weiter oben bemerkt, sind die Maschinenkaverne, der Trafostollen und die Verbindungsstollen soweit dies möglich war, so angelegt, daß ihre Längsachsen die beiden Kluftrichtungen als Winkelhalbierende schneiden und das, um Störungen, die in dem hier beschriebenen Gebiet immer einer der beiden Kluftrichtungen parallel verlaufen, auf möglichst kurzer Strecke zu schneiden.

Bei sämtlichen Stollen die so angelegt waren, hat sich das Durchfahren der großen Störzone, die im Bereich der drei eng aufeinanderfolgenden Falten liegt, als äußerst günstige Richtung erwiesen.

Ein weiterer Vorteil dieser Orientierung der Maschinenkaverne ergab sich beim Anbringen der Felsvorspannanker, welche die Kavernenwände sichern. Bei diesen Anker handelt es sich um Anker vom Typ LOSINGER mit einer Länge von 10 bis 13 Meter.

Da die beiden Kluftrichtungen im allgemeinen nahezu senkrecht aufeinander stehen und die Ulmen diese Richtung als Winkelhalbierende schneiden, konnten die Felsanker in Ebenen senkrecht auf die Wände angebracht werden und hatten somit ihre günstigste Richtung in Bezug auf Klüfte, da sie ebenfalls in der Winkelhalbierenden lagen.

SCHRIFTTUM

- BASTIDE — Travaux divers sur un chantier de Centrale de Pompage — Rapport de Stage de l'École Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière. — Nancy 1961.
- BORN A. — Über Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper — Fortschritte der Geologie und Palaeontologie. — Band VIII, Heft 22, Berlin 1929.
- KNAPP G. — Der varistische Gebirgsbau im Bereich der Oleftalsperre (Eifel). — Geologisches Jahrbuch, Band 79, Hannover 1962.
- LUCIUS M. — Das Oesling — Veröffentlichungen des Luxemburger geologischen Dienstes. — Band VI, 1950, Luxembourg.
- LUCIUS M. et J. BINTZ — Aménagement hydroélectrique de l'Our. Reconnaissance géologique du terrain faite avant l'exécution des travaux. — Revue Technique Luxembourgeoise, N° 4, 1960, Luxembourg.
- ENGELS B. — Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum. — Geotektonische Forschungen, Heft 13, 1959, Stuttgart.
- FOURMARIER P. — Schistosité et phénomènes connexes dans les séries plissées. Mécanique de la déformation des roches. — Congrès géologique international. Fascicule III. Alger 1952.
- SCHOLTZ H. — Das varistische Bewegungsbild. Fortschritte der Geologie und Palaeontologie. — Band VIII, Heft 25, Berlin 1930.
- Sämtliche Zeichnungen wurden ausgeführt von NIMAX V. — Direction des Ponts et Chaussées, Luxembourg.



Photo 1. Aushub für die Fundierung der Mauer am rechten Talhang. Rechts im Bild die Verwerfung *b*, in der Mitte der flacher einfallende Ast dieser Verwerfung. Die Gabelung liegt auf der Höhe 223 über N.N.



Photo 2. Aushub für die Fundierung der Mauer am rechten Talhang. Rechts im Bild die Verwerfung *b*, und links die Verwerfung *c*.

Photo 3. Aushub für die Fundierung der Mauer am rechten Talhang. In der Mitte des Bildes von rechts oben nach links unten verlaufend, die Verwerfung *c*.



Photo 4. Am rechten Talhang sieht man hier deutlich die mylonitisierte Zone der Verwerfung *c*. Auf der Talsohle sind zwei Arbeiter mit dem Aushub des mylonitisierten Schiefers beschäftigt.

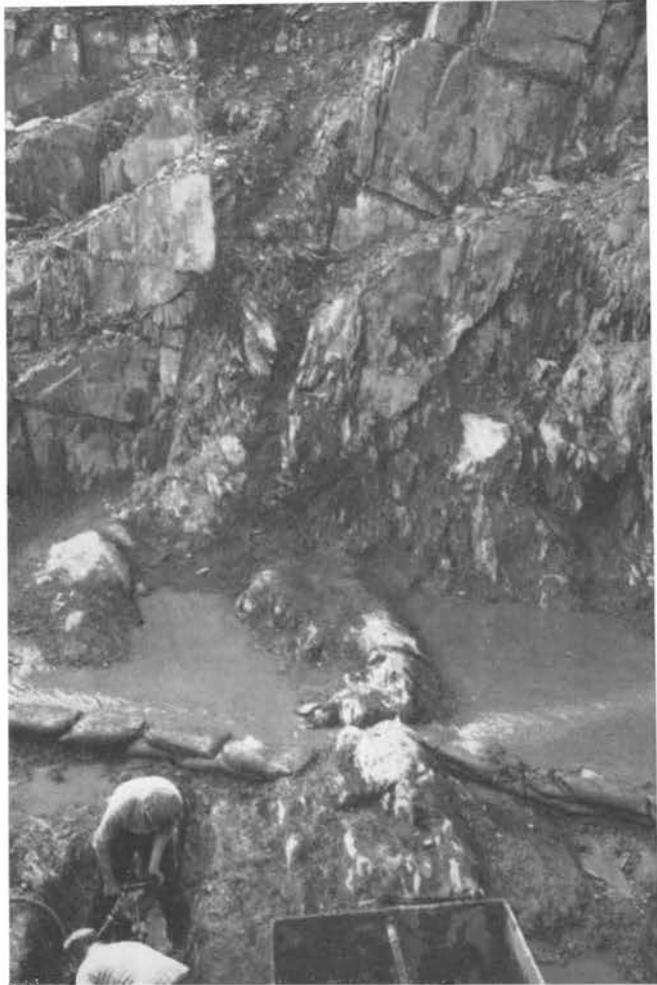


Photo 5. Aushub des mylonitisierten Schiefers der Verwerfung *c* auf der Talsohle.



Photo 6. Aushub des mylonitisierten Schiefers der Verwerfung *c* weiter zum linken Ufer hin. Hier sieht man wie die Verwerfung beidseitig durch gesunden Schiefer scharf begrenzt ist.



Photo 7. Verwerfung *d* am linken Talhang.



Photo 8. Verwerfung *d* am linken Talhang nach dem Aushub des mylonitisierten Schiefers.

Neuere Beiträge zur Morphologie des schweizerischen Mittellandes

Hans BOESCH, Zürich

Neuere Beiträge zur Morphologie des schweizerischen Mittellandes

Hans BOESCH, Zürich

In den letzten zehn bis fünfzehn Jahren erfuhren die geomorphologischen Untersuchungen in der Schweiz aus verschiedenen Gründen einen erneuten Auftrieb. Im Folgenden soll darüber soweit referiert werden, als es die Untersuchungen betrifft, welche am Geographischen Institut der Universität Zürich durchgeführt wurden. Diese Arbeiten sind teilweise nur als Manuskripte vorhanden, teilweise sind sie als Dissertationen gedruckt worden und nicht in allen Bibliotheken aufzufinden. Mit Dr. Michel Lucius, zu dessen Gedenken die vorliegende Sammlung wissenschaftlicher Beiträge geschrieben wurde, war das Geographische Institut freundschaftlich verbunden durch zahlreiche Exkursionen und anlässlich des Druckes der Geologischen Karte von Luxemburg. Besonders eng gestalteten sich die Beziehungen im Bereiche der Geomorphologie, welche für Dr. Lucius auf das innigste mit der geologischen Forschung verbunden war. Im Jahre 1951 erschien von Dr. Max Steffen als Band VIII der Veröffentlichungen des Geologischen Dienstes von Luxemburg die Dissertation "Zur Morphologie des südlichen Randgebietes der Luxemburger Ardennen", welche am Geographischen Institut ausgearbeitet worden war.

Schon bei dieser Arbeit — wie auch bei späteren Veröffentlichungen — zeigt sich, daß gewisse Probleme mit den traditionellen Methoden der geomorphologischen Forschung nicht gelöst werden konnten. Die Situation kann wohl kaum besser beschrieben werden als durch einen Vergleich mit der Kriminalistik: schärfste Beobachtung und Deduktion allein genügen nicht zur Aufklärung des einzelnen Falles. Es ist notwendig, daß neue Gesichtspunkte und Untersuchungsmethoden zur Anwendung kommen. Bei den neuen Gesichtspunkten ist vor allem an die klimamorphologische Betrachtung zu denken, während bei den Untersuchungsmethoden die quantitative Erfassung auf Grund exakter Spezialforschung zu nennen wäre. Untersuchungen der Verhältnisse in der Schweiz geben uns die Möglichkeit, später auf einzelne Beispiele zurückzukommen.

Diese neuen Methoden, welche schon an verschiedenen Universitätsinstituten Eingang gefunden haben, machen eine grundlegende Umstellung in den Arbeitsverhältnissen notwendig, indem in zunehmendem Maße Laboratoriumsarbeiten ausgeführt werden, die beträchtliche materielle und personelle Aufwendungen verlangen. Am Geographischen Institut der Universität Zürich sind die entsprechenden Arbeiten sorgfältig geplant worden,

indem vorerst für jeden einzelnen Schritt beim Ausbau der Einrichtungen die verschiedenen Arbeitsmethoden überprüft wurden. Der Unterzeichnete konnte sich dabei vor allem auf die intensive Mitarbeit von Dr. H. Andresen und anderer, später einzeln zu nennender Mitarbeiter stützen.

Im Prinzip handelt es sich darum, aus den Erfahrungen zahlreicher spezialisierter Forschungslaboratorien jene Methode und jene Apparaturen auszuwählen und in *einem* Laboratorium zu vereinigen, welche in ihrer Gesamtheit dem Geomorphologen dienen. Sämtliche bisher durchgeführten Arbeiten tragen einen rein wissenschaftlichen Charakter; Aufträge und Kontraktarbeiten sind noch nicht ausgeführt worden. Dies hat zur Folge, daß sich neu an die Hand genommene Arbeiten bestimmten ungelösten Problemen prinzipieller Art zuwenden und das Verhältnis von Arbeitsaufwand zu Leistung häufig ein recht ungünstiges ist.

Oft ist die Bedeutung der für uns neuen Untersuchungsmethoden überschätzt worden, und man begann, ihnen ausschließlichen Wert bei der morphologischen Analyse beizumessen. Die Untersuchungen des Auftretens und der Vergesellschaftung von Formen und Ablagerungen sowie deren fossilen Inhalts spielen neben der sedimentologischen Untersuchung weiterhin eine entscheidende Rolle. Keine Methode soll die andere ausschließen, vielmehr sollen sie sich gegenseitig stützen und gesamthaft zu einer richtigen Deutung führen.

Die sedimentologischen Untersuchungsmethoden vermögen den Aussagewert morphologischer Interpretationen bedeutend zu steigern. Es ist aber dabei von größter Bedeutung, daß die Methoden standardisiert werden und daß man über die Streuung der Resultate genaue Kenntnis besitzt. Mit diesem Problem setzte sich H. Zimmermann¹⁾ in seiner Diplomarbeit eingehend auseinander. Die von ihm berücksichtigten Gebiete und Kriterien sind folgende: Granulometrie (Siebung, Schlämmlung, zwei- und dreidimensionale Messungen), petrographische Untersuchungsmethoden, im besonderen quantitative Petrographie des Skelettes und der Feinerde, Morphometrie (Gestaltmessungen, Zurundungsmessungen), Lagerungsverhältnisse usw. Weitgehend ungelöst blieb bei seinen Untersuchungen das Problem einer wissenschaftlich einwandfreien Siebung, da ihm die entsprechenden Apparaturen noch nicht zur Verfügung standen, mit welchen der Siebvorgang in jeder Beziehung reguliert und damit die Ergebnisse untereinander vergleichbar gemacht werden konnten. So erhielt er beispielsweise bei der Bestimmung der Fraktion 0.1 — 0.2 mm eines Flußsandcs mit zwei verschiedenen Siebsätzen Werte von 42 und 67 0/0. Eingehende Untersuchungen finden sich bei Zimmermann über die Vergleichbarkeit der Werte, welche die Hydrometer-Methode bei der Schlämmlung liefert. Zur Untersuchung der Meßvorgänge usw. wurden selbstverständlich nur eindeutige Ablagerungen verwendet. Zimmermann schließt seine Untersuchungen mit folgendem Hinweis: „Werden diese Methoden auf unsichere Bildungen angewandt, so läuft dies oft nur auf eine metrische Erfassung der Zweifel hinaus. Aber auch diese ist wertvoll; zwar gibt sie uns keine eindeutige Antwort, aber sie zeigt uns mit Sicherheit den engeren Bereich an, in dem wir weiter suchen müssen.“

Im Rahmen des gesamten Arbeitsprogrammes kam der Untersuchung von Zimmermann vor allem die Bedeutung einer Überprüfung bestimmter sedimentologischer Arbeits-

¹⁾ ZIMMERMANN, Hans W.: Sedimentologische Untersuchungen für die Geomorphologie. Diplomarbeit Universität Zürich, 1959 (Manuskript).

methoden zu, welche in Zukunft dann allgemein bei den morphologischen Untersuchungen Anwendung finden sollten. In prinzipiell ähnlicher Richtung waren zwei weitere Diplomarbeiten gedacht^{2) 3)}.

Das Arbeitsgebiet von H. Andresen lag südwestlich von Wil im Tale von Littenheid. Es handelt sich hier um eine alte Abflußrinne für die Schmelzwässer des Thur- und Rheingletschers, welche, heute praktisch trockengelegt, ein totes Tal mit weitgeschwungenen Mäandern ist. Bei Littenheid führt ein von einem Seitenbach in spät- oder postglazialer Zeit aufgeschütteter Schwemmkegel zur Aufstauung eines heute weitgehend verlandeten Seeleins, des Egelsees. Mit Hilfe von zahlreichen Bohrungen, deren Fördermaterial sedimentologisch und pollenanalytisch untersucht wurde, und in Verbindung mit lokal- und regional-morphologischen traditionellen Aufnahmen, versuchte Andresen auf beschränktem Raume durch eine Kombination verschiedener Arbeitsmethoden ein detailliertes Bild der Morphogenese zu erhalten. Abgesehen von jenen Ergebnissen, welche für die morphogenetische Deutung im Bereich des Thur- und Rheingletschers wichtig wurden, liegt der Wert dieser Untersuchungen in der Verbindung der verschiedenen Arbeitsmethoden. Für die Bohrungen wurde ein schwedischer Kammbohrer verwendet, mit welchem Bohrtiefen von 9.60 m, 9.20 m und 2.70 m erreicht wurden. Dieses Bohrgerät hat den Nachteil, daß eine Verschmutzung der Bohrproben leichter als bei anderen Modellen eintritt; dagegen eignet es sich besser zum Durchbohren von relativ widerständigen Schichten (wie etwa Mergel). Die Auswertung der Pollenuntersuchungen erfolgte in dieser Arbeit lediglich auf Baumpollen einschließlich Hasel. Von besonderem Interesse sind die Versuche, genauere quantitative Angaben über Abtrag und Aufschüttung für die verschiedenen Abschnitte der Spät- und Postglazialzeit zu errechnen. Der Begriff der „morphologischen Aktivität“ wird heute viel gebraucht — es sei nur auf die äußerst anregenden Arbeiten von J. Büdel hingewiesen — ohne daß es indessen bisher möglich gewesen wäre, für die verschiedenen klimamorphologischen Zonen mehr als nur qualitative Angaben zu machen. Freilich gelingt es auch Andresen nicht, beispielsweise eine Korrelation zwischen Klima-ablauf und morphologischer Aktivität aufzustellen, doch kommt er in seinen Versuchen einem solchen Ergebnisse recht nahe.

Beim spätglazialen Abschmelzen des Clattallappens des Linthgletschers bildete sich hinter der dem Zürcherstadium angehörenden Endmoräne von Schwerzenbach-Dübendorf der erste Greifensee, welcher durch Zerschneidung der Ausflußschwelle in der Folge von 455 m ü.M. sukzessiv auf die heutige Höhe von 435 m ü.M. abgesenkt wurde. Durch die Kombination von Seespiegelabsenkung und Deltaschüttungen im Verein mit sedimentologischen und pollenanalytischen Untersuchungen gelang es Herrn Jung, diesen komplizierten Vorgang seit etwa 17'000 BP aufzuhellen. Im Rahmen des Ausbaues der morphologischen Untersuchungsmethoden fiel ihm im besonderen die Aufgabe zu, die Pollenanalyse in größerem Umfange der morphologischen Untersuchung dienstbar zu machen. Neben den Baumpollen wurden dabei auch die Strauchpollen und Krautpollen, einschließlich der Getreidepollen usw., mitberücksichtigt. Diese Profile reichen von der älteren Dryas-Zeit bis heute.

²⁾ ANDRESEN, Hans : Untersuchungen an spät- und postglazialen Sedimenten im Hinterthurgau und ihre morphogenetische Auswertung. Diplomarbeit Universität Zürich. 1957 (Manuskript).

³⁾ JUNG, Georg : Beiträge zur Morphogenese des Greifensees im Spät- und Postglazial. Diplomarbeit Universität Zürich. 1961 (Manuskript).

Die genannten Untersuchungen, durchgeführt als Diplomarbeiten, verfolgten vor allem zwei Ziele: Einmal sollten sie der Aufdeckung bestimmter Problemkreise dienen, welche später im Rahmen von Dissertationen weiter zu verfolgen sind; zum andern aber wurden neue Untersuchungsmethoden und die dafür Verwendung findenden Instrumente getestet, ausgewählt und in den bleibenden Bestand des geomorphologischen Laboratoriums übergeführt. Es liegt in der Natur der Sache, daß ein solches Laboratorium unvollständig und ausbaufähig bleiben wird. Immerhin scheinen uns nach den bisherigen Erfahrungen folgende Instrumente unerläßlich: solche zur gerölmorphometrischen Untersuchung, zur trockenen und nassen Siebung, zur Bestimmung der feinsten Fraktionen (welche bei uns nach der Hydrometernmethode erfolgt). Dazu treten die notwendigen Einrichtungen zur Vorbereitung der zu untersuchenden Proben, wie Trockenschränke, Schüttelmaschinen usw. Für die chemische Untersuchung sind in erster Linie Instrumente zur einwandfreien Bestimmung des Kalziumkarbonat- und des Dolomitgehaltes nötig. Ein besonderes Kapitel betrifft die Untersuchung der Tone. Wichtig sind ferner die Untersuchungen der fossilen Einschlüsse (vor allem der Pollen) und der Schwereminerale, wobei der Anlegung von Musterkollektionen große Beachtung geschenkt werden muß. Von gleicher Bedeutung wie der Ausbau der materiellen Voraussetzungen ist die Ausbildung der Studierenden in den verschiedenen Zweigen der geomorphologischen Forschung durch spezielle Vorlesungen und Übungen im Felde und im Labor.

Die bisher besprochenen Arbeiten dienten in erster Linie dazu, Vorarbeit in allen diesen Richtungen zu leisten; gleichzeitig konnte sich der Student in ein Gebiet einarbeiten und seine in der Dissertation zu erforschenden Probleme auswählen. Gewissermaßen als Nebenprodukt — das freilich wie die meisten Nebenprodukte von entscheidender Bedeutung war — fiel dabei die Vermehrung des Erfahrungsschatzes und der materiellen Ausrüstung dem Institut zu. Diese Art der Arbeit wird in Zukunft systematisch fortgesetzt, wobei vor allem folgende Probleme in Angriff genommen werden könnten: Verbesserung, Standardisierung und Vereinfachung der gerölmorphometrischen Messungen, Tonuntersuchungen, Schweremineraleuntersuchungen usw.

Eine weitere Gruppe von Arbeiten wurde im Rahmen von Dissertationen ausgeführt. In erster Linie handelt es sich um die Aufhellung der spätpleistozänen Entwicklung des schweizerischen Mittellandes; dabei ergab sich immer wieder eine fruchtbare Zusammenarbeit mit den Geobotanikern, den Geologen und jenen Geographen, welche in erster Linie Kulturlandschaftsgeschichte betrieben. Gegenüber den Geologen haben wir uns vorläufig im wesentlichen auf die Verhältnisse der Würm-Eiszeit und der ihr nachfolgenden Abschnitte bis zur Gegenwart beschränkt.

Im räumlichen Sinne ergab sich zwangsläufig eine Konzentration der Arbeiten im Gebiete der Nordostschweiz, in dessen Zentrum die Universität Zürich liegt. Ehemals eisbedeckte Gebiete stehen hier den extramoranischen mit ihrem periglazialen Formenschatz gegenüber, und eine Reihe von spätglazial abgestorbenen Tälern — wie etwa das Glattal — versprechen als Folge der geringen nachfolgenden Veränderungen ausgezeichnete Untersuchungsbedingungen an vollständigen und ungestörten Ablagerungen.

Mit diesen Untersuchungen setzten wir in der Mitte der Fünfzigerjahre ein, und zwar im extramoranischen Gebiet zwischen Turgi und Koblenz, wo sämtliche großen Entwässerungsgebiete des schweizerischen Mittellandes (Aare, Reuss, Limmat, Rhein) zusam-

menfließen und damit auch am ehesten zu erwarten war, daß ein Schlüsselpunkt für die Einordnung der Würm-Terrassen gefunden werden könne. Diese Untersuchungen wurden von E. Bugmann in seiner Dissertation zusammengefaßt⁴⁾. Die Arbeit ist besonders erwähnenswert, weil sie eine detaillierte Kartierung im Maßstab 1 : 25 000 des weit über 200 qkm großen Arbeitsgebietes enthält, bei der der von der Schweizerischen Geomorphologischen Arbeitsgemeinschaft vorgeschlagenen Aufnahmeschlüssel in etwas verbesserter Form zur Anwendung kam. Damit wurde für die folgenden Arbeiten ein methodisch wichtiger Beitrag geliefert.

Nachdem für diese und für andere Untersuchungen eine schärfere Klassifikation der Terrassen aufgestellt worden war⁵⁾, ließen sich auch einige Feldbefunde klarer fassen. So vermochte schon Bugmann zu zeigen, daß die klassischen ineinandergeschachtelten Niederterrassen, wie sie etwa bei Hug und Heim beschrieben wurden und eine Mehrphasigkeit der Würmeiszeit belegten, nicht existieren ; vielmehr handelt es sich um eine Serie von Erosionsterrassen aus der Zeit nach dem Hochglazial, welche in einen Schotterkörper eingeschnitten wurden, der als Vorrückungsschotter aufgeschüttet worden war und im Hochglazial seinen höchsten Stand in der Würm-Akkumulationsfläche erreichte. Es konnten aus dem Befund der Schottervorkommen keine Hinweise auf eine Mehrphasigkeit der Würmeiszeit gefunden werden. Im besonderen setzte sich Bugmann mit der Korrelation der Vereisungskurve und Aufschotterung, Erosion und Lößbildung auseinander. Er vermochte zu zeigen, daß die Aufschotterung im Frühglazial begann und daß die Erosion schon während des Hochglazials einsetzte. Obwohl im Untersuchungsgebiet mächtige Lößablagerungen, ausgeweht aus den Niederterrassenfeldern und abgelagert auf älteren Flächen (meist Hochterrassen), auftreten, konnte Bugmann auch in ihnen keine eindeutigen Beweise für die Mehrphasigkeit der letzten Eiszeit oder für die Zuordnung der Lößbildung zum Hochglazial oder zum Spätglazial beibringen. Immerhin wiesen seine Untersuchungen den Weg, den wir später im Rahmen einer gesonderten Arbeit begingen. Wenn wir die Ergebnisse, welche im schweizerischen Mittelland gewonnen werden, mit solchen aus dem süddeutschen Alpenvorland vergleichen — wir denken hier vor allem etwa an diejenigen von I. Schäfer —, darf nicht übersehen werden, daß bei uns sowohl beim Vorrücken wie beim Abschmelzen der Gletscher die äußerst zahlreichen als Retentionsbecken wirkenden Alpenrand- und Zungenbeckenseen den Ablauf von Erosion und Akkumulation in einschneidender Weise zu regulieren vermögen. Die Existenz eines solchen Wasserbeckens bewirkt beim Vorrücken des Gletschers, daß Akkumulation im Unterlauf überhaupt erst möglich wird, wenn der Gletscher das Seebecken überfahren hat ; dann freilich wird die Akkumulation sofort und kräftig beginnen. Ebenso vermag ein freigelegtes und wassererfülltes Zungenbecken beim Übergang vom Hoch- zum Spätglazial einen schlagartigen Wechsel zur Erosion zu bewirken. Aus diesem Grunde muß man bei der Generalisierung solcher Befunde sehr vorsichtig sein.

Ungefähr zur gleichen Zeit wie E. Bugmann bearbeitete A. Leemann⁶⁾ anschließend rheinaufwärts die Würmterrassen. Er vermochte durch neue Belege wichtige Ergebnisse

⁴⁾ BUGMANN, Erich : Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. Diss. Univ. Zürich. in : Mitt. d. Aargauischen Naturforsch. Gesellsch., Heft XXV. (1958), 1956.

⁵⁾ BOESCH, Hans : Bemerkungen zum Terrassenbegriff. Tijdschr. v. d. Kon. Ned. Aardr. G. LXXIV/8. 1957.

⁶⁾ LEEMANN, Albert : Revision der Würmterrasse im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz. Diss. Zürich. in : Geographica Helvetica, 1958.

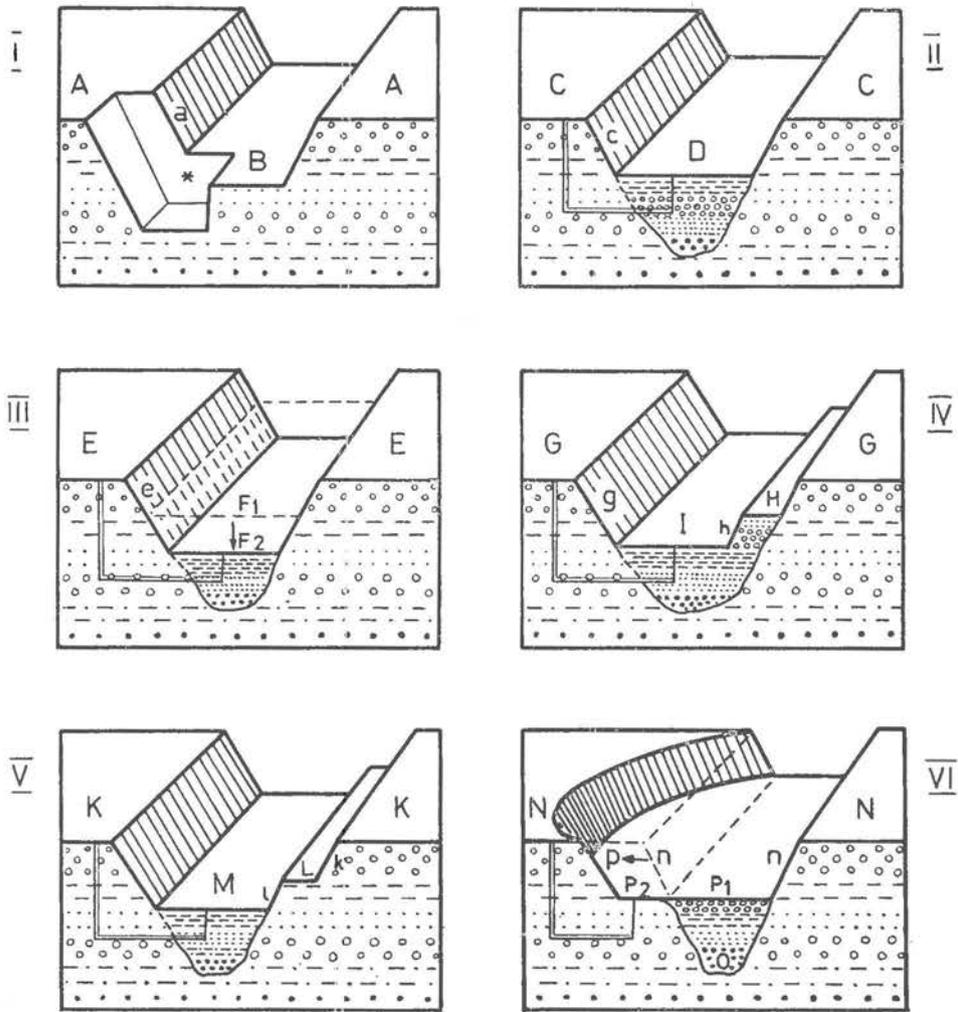


Abb. 1. In dieser Reihe zeigt Alb. Leemann (1958, S. 112, Fig. 11) die möglichen Beziehungen zwischen verschiedenen Terrassenniveaux. Handelt es sich bei B (Bild I) um ein Erosionsniveau, so fand in allen folgenden Fällen nach dem Einschneiden erneut Akkumulation statt. In III wird angenommen, daß durch eine letzte Erosionsphase das Akkumulationsniveau F_1 auf F_2 erniedrigt wurde. Das wird (IV) durch Reste der ehemaligen Akkumulationsfläche H bewiesen. Kann durch Schotteranalysen dagegen nachgewiesen werden, daß die Fläche H aus dem Schotterkörper der Terrasse G herausgeschnitten wurde, so resultiert Bild V. Hier ist M ein Akkumulationsniveau. Wird Akkumulation von Seitenerosion begleitet — oder besser : abgeschlossen — so resultiert Bild VI. Die Fläche P ist sowohl Erosionsniveau (p_2 , vgl. auch Bild I), als auch Akkumulationsniveau (p_1).

von Bugmann zu stützen. Beispielsweise konnte er eindeutig beweisen, daß es sich bei der schon erwähnten Niederterrassentreppe lediglich um eine Sukzession von Eintiefungsphasen und keineswegs um eine Ineinanderschachtelung von verschiedenen Schotterkörpern handelt. Sehr klar konnte auch nachgewiesen werden, daß der Übergang von der vorherrschenden Akkumulation zur vorherrschenden Erosion, schon im Hochglazial mit einer Phase, charakterisiert durch weitausholende Mäander, begann. Die klassische Lokalität dafür ist das Rafzerfeld (hochglaziale Akkumulationsfläche) und die darin eingeschnittenen höheren Rheinterrassen der Mäanderphase. Der Terrassenhang ist hier durch eindeutige Dellen gegliedert, während alle tieferen Terrassenhänge scharf geformt und zerschnitten sind. Dies gestattet die Einstufung der ersten Eintiefungsphase in das ausgehende Hochglazial zu einer Zeit, wo noch Bodenfrost und Solifluktion das morphologische Geschehen bestimmten. Die folgende Entwicklung ist nicht allein durch ein charakteristisches stufenweises Einschneiden des Rheins, sondern auch durch einen Übergang von der mäandrierenden Erosion zu einer gestreckten, gradlinigen gekennzeichnet. Leemann vermochte zu zeigen, daß die präwürmisch angelegte Schluchtstrecke des Rheinlaufes unterhalb von Kaiserstuhl — wo der Rhein die Malmkalkstufe des Tafeljura durchbricht — verantwortlich ist. Diese Schlucht wurde in der Würm-Eiszeit tief eingeschottert, und anlässlich der nachwürmischen Eintiefung ergab sich ein unregelmäßiges stufenweises Einschneiden, indem der Fluß bald in Schottern, bald auf widerständigen Kalkriegeln auflag. Nicht die Eintiefung an sich, wohl aber der Rhythmus und die Geschwindigkeit der Eintiefung wurden damit rein lokal in dem Sinne gesteuert, daß sich die besonderen Verhältnisse in der Durchbruchsstrecke flußaufwärts bis zum nächsten Hindernis des Rheinfalles in einem ganzen System von Niederterrassen auswirkten. Damit ergab sich auch, daß eine durchgehende Korrelation von Niederterrassen entlang dem ganzen Laufe des Hochrheins a priori unmöglich ist. Schließlich konnte auf Grund der Verhältnisse bei der Glattmündung mit Hilfe der Terrasse von Herdern gezeigt werden, daß die Erosionsphase beinahe zum Abschluß gekommen war, als das Würmeis noch in das obere Glattal hineinreichte.

Sowohl die Untersuchungen von E. Bugmann wie jene von A. Leemann zeigten indessen mit aller Deutlichkeit, daß gewissen Problemen ohne neue Methoden der Laboratoriumsuntersuchungen nicht mehr beizukommen war. Im besonderen seien die beiden Probleme der Löß- und der Schottergliederung erwähnt, denen wir einige Jahre später auf Grund verbesserter Arbeitsbedingungen erfolgreicher nachgehen konnten.

Als ein vordringliches Problem ergab sich eine eingehende Untersuchung der Lössе, welche von G. H. Gouda an die Hand genommen wurde⁷⁾. Seine Untersuchungen erfaßten vor allem die Lössе in der Umgebung von Basel, beim Aaredurchbruch Brugg-Koblentz und im Raume von Aarau. Eine große Zahl von Lößvorkommen wurden abgebohrt und die Proben im Laboratorium in folgender Hinsicht untersucht: Korngröße, Karbonatgehalt, Schneckenfauna, Gehalt an Humusstoffen und morphoskopische Analyse.

Bekanntlich spielt bei der Verwendung der Löß-Stratigraphie sowohl das Alter des Untergrundes wie die Gliederung des Profiles durch Verlehmungs- und Bodenhorizonte eine große Rolle; dazu treten unter Umständen charakteristische Unterschiede petrogra-

⁷⁾ GOUDA, Hassanein Gouda: Untersuchungen an Lössen der Nordschweiz. Diss. Univ. Zürich. in: Geographica Helvetica, 1962.

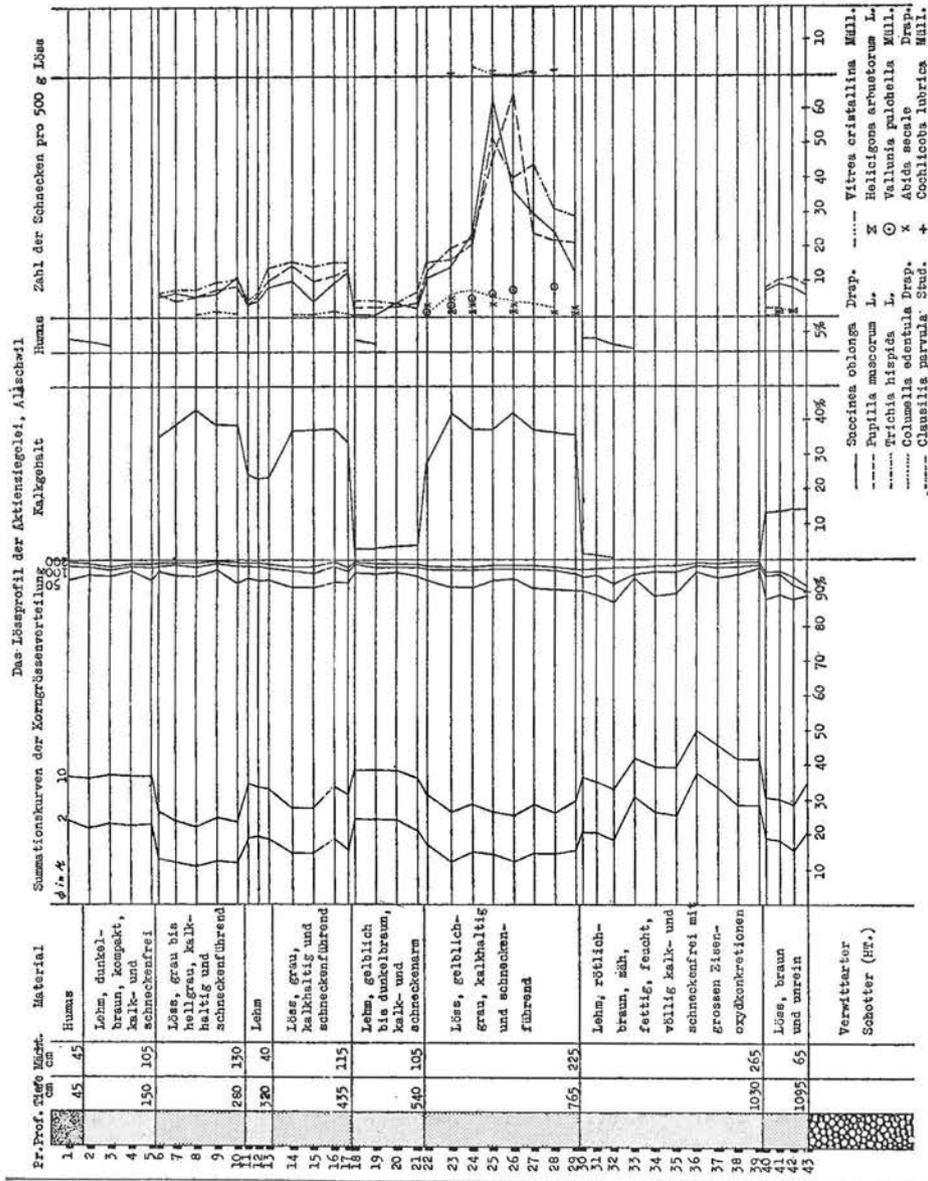


Abb. 2. Das Profil (aus: H. Gouda 1962, S. 193, Fig. 23) stellt den Ablauf der Lösssedimentation auf der Hochterrasse des Rheins bei Allschwil, Basel dar. Sehr schön lässt sich der koordinierte Verlauf der Kurven für Körnung, Kalkgehalt, organischer Substanz und Schnecken erkennen. Nach H. Gouda fällt die Verwitterung des Hochterrassenschotter in eine Riss I-II Warmphase, jene des bis 7,65 m reichenden Lösses in das Riss-Würm Interglazial. Darüber liegt der Würmlöss, deutlich gegliedert durch zwei weniger intensive Verwitterungshorizonte. Leider fanden sich keine Artefakte.

phischer oder paläontologischer Art der verschiedenenaltrigen Löß-Schichten. Während unsere Schotteruntersuchungen bisher keine weitere Gliederung der Würm-Eiszeit zuließen, konnte mit Hilfe der Lössen ein Früh- und Mittel-Würm (letzteres durch eine Wärmeschwankung mit schwacher Verlehmung) unterschieden werden. Das Spät-Würm tritt als spätglaziale Kältezeit auf und ist durch das Vorherrschen des Erdfließens charakterisiert. Die Lößbildung setzt mit dem Frühglazial ein und erreicht ihren Höhepunkt jeweils im Hochglazial. Deutlich verschieden von den einzelnen Verlehmungszonen des Würm ist die Riß/Interglaziale Bodenbildung. Über den Riß-Löß schreibt Gouda, daß er „im Vergleich mit dem Würm-Löß unreiner, gröber und kalkärmer erscheint. Er ist dichter gelagert, zeigt aber immer noch die typisch poröse Struktur und enthält auch die charakteristischen Löß-Schnecken, genau so wie die Würm-Lössen.“ Gesichert erscheint die Ausscheidung eines Riß-I von einem Riß-II, während ein Riß-III unsicher bleibt. Die vergleichende Betrachtung der untersuchten Lößprofile läßt auch regionale Unterschiede erkennen, wobei vor allem der Kalkgehalt durch die geologischen Verhältnisse (Petrographie der Flußablagerungen) beeinflußt wird. Weitere Unterschiede gehen auf die verschiedenen klimatischen Verhältnisse während der Wärmezeiten zurück, welche die Verlehmung und die Humusbildung vor allem beeinflussten. Im großen Ganzen ergaben sich gute Übereinstimmungen mit den neueren Untersuchungen in Niederösterreich, Mähren, Slowakei und Ungarn. Über die Entstehung des Lösses äußert sich Gouda — vor allem im Hinblick auf andere Auffassungen, welche in neuester Zeit von russischen und ungarischen Forschern geäußert worden waren — wie folgt: „Es ist uns gelungen, zahlreiche Beweise gegen die nichtäolische Entstehungsweise des Lösses zu finden. Andererseits stellen die Korngrößenverteilung, die meistens matten Quarze, wie auch die gerundeten Quarze unter 1 mm ein positives Indiz für die äolische Entstehung des Lösses dar.“ Leider erbrachten die Untersuchungen nur wenige Hinweise auf die klimatischen Verhältnisse — vor allem die Windrichtung — zur Zeit der Lößbildung.

Das Untersuchungsgebiet von H. Zimmermann⁸⁾ erstreckt sich in das zentrale Mittelland. Von Anfang an war zu hoffen, daß die dort angetroffenen Verhältnisse vor allem durch eine verfeinerte Schotteranalyse weiter aufgeklärt werden können. Die mittelländische Aare liefert heute selbst keine alpinen Gerölle, da Briener, Thuner und Bieler See als Retentionsbecken wirken. Die meisten ihrer Zuflüsse kommen aus dem Raum der nördlichen Kalkalpen. Nur während der vorgerückten Phasen einer Eiszeit vermochten Gletscher Rhonematerial in das Mittelland zu liefern, während Kaltzeiten geringeren Ausmaßes einfach durch die Waldgrenzendeckung im Nord- und Voralpengebiet die Wasser- und Geschiebeführung der Aarezuflüsse quantitativ veränderten. Es bestätigte sich denn auch, daß jede Kaltzeit mit einer verstärkten Geschiebeführung und Aufschotterung begann und daß bei einer weiteren Intensivierung der Kaltzeit sich der petrographische Charakter der Schotterablagerungen durch das starke Hervortreten kristalliner Komponenten rasch veränderte. In Verbindung mit granulometrischen und morphometrischen Untersuchungen und Gerölleinregelung gelang es, die Schotterkomplexe zu entwirren und zu gliedern. Neben den vorherrschenden Hoch- und Niederterrassenschottern bieten die spätglazialen Schotter, von denen derjenige der Emme zwischen Luterbach und Burgdorf eingehender beschrieben wird, besonderes Interesse. Zimmermann vermutet, daß er der Repräsentant der spät-

⁸⁾ ZIMMERMANN, Hans W. : Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland. Diss. Univ. Zürich. in : Mitt. d. Naturforsch. Gesellsch. Solothurn, Heft 21, 1962.

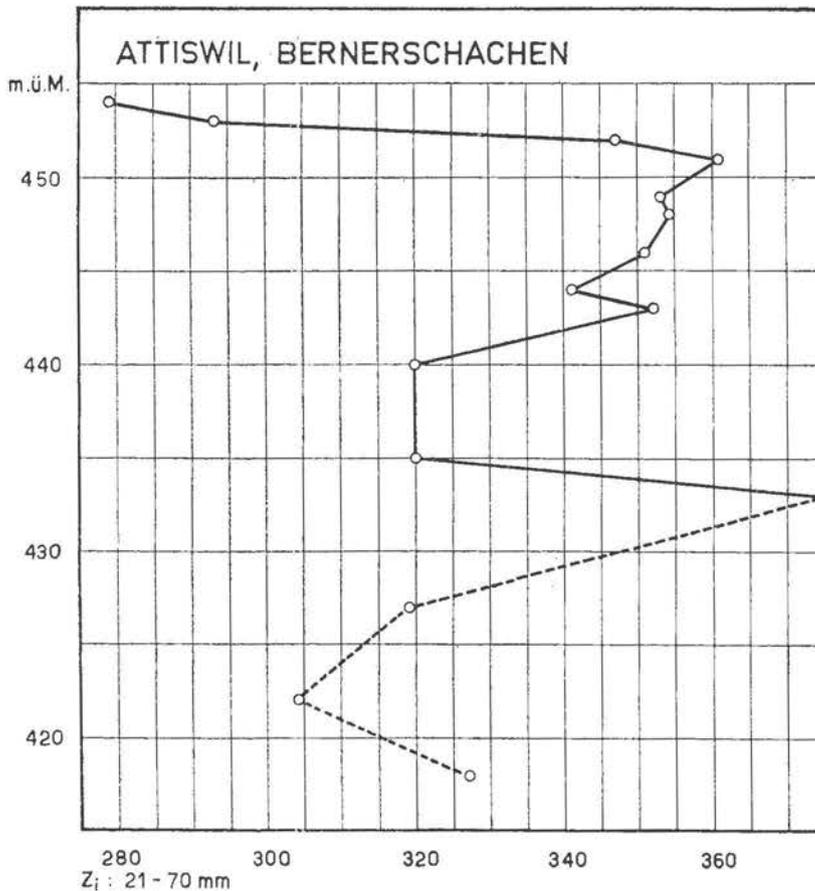


Abb. 3. Mit Hilfe des Zurundungsindex gelang H. Zimmermann (1962) die Gliederung des Niederterrassenschotter von Attiswil, Solothurn. Gemessen wurden 15 Proben zu je 100 dunklen, leicht kieseligen Hochgebirgskalken aus zwei benachbarten Aufschlüssen. — Hangendes: Zwei Proben mit schlecht gerundeten Vorstoßschotter des Rohnegletschers. Darunter (452-443 m) regelmäßig geschichtete Schotter großer Transportweite. — Mitte: Drei Messungen aus einem Horizont mit häufiger Deltaschichtung (Staufazies). Die beiden oberen Proben stammen aus geröllreichen, ausgewaschenen Schichten, wo durch Setzung viele Gerölle zerbrochen wurden, was infolge diagenetischer Veränderungen nicht immer erkennbar war. Die Probe aus Kote 433 m dagegen wurde einer geröllarmen Schicht entnommen und zeigt daher das unverfälschte Bild mit hoher Zurundung. — Liegendes: Die drei gestrichelt miteinander verbundenen Proben stammen aus dem zweiten Aufschluß und weisen wieder auf größere Gletschernähe hin.

glazialen Kaltzeit (jüngere Dryaszeit) sein dürfte. Neben den Schottern spielen die zahlreichen Seen der Würmeiszeit eine wichtige Rolle als Leithorizonte; Zimmermann beschreibt die Seen von Burgdorf, Gettnau, Wangen a. d. Aare, Attiswil und Solothurn. Von grundsätzlicher Bedeutung sind neue Beobachtungen über Glazialerosion, wobei eine äußerst geschickte Kombination von Einzelbeobachtungen in Verbindung mit sedimentologischen Untersuchungen glazial bedingte Eintiefungen im Laufe einer Eiszeit von 170 m (Luterbacher Becken) und 160 m (Safern) wahrscheinlich machen.

Zusammenfassend sagt Zimmermann: „daß sowohl die Akkumulation der verschiedenen Schotterssysteme wie die Erosion im westlichen zentralen Mittelland zur Hauptsache

in die Kaltzeiten fallen; diese sind Perioden starker morphologischer Aktivität, die dazwischenliegenden Warmzeiten eher solche der Konservierung”.

In einer Reihe ausgewählter Gebiete wurden Detailuntersuchungen durchgeführt mit dem Ziele, die Morphogenese möglichst lückenlos aufzuhellen. In ihrer Gesamtheit ergeben sie etwa folgendes Bild: Unsicher bleibt die Festlegung eines präglazialen Niveaus. Die älteren Eiszeiten sind durch einen Überrest eines Günz-Mindel-Interglazialen Talbodens bei Schüpfen und dem ebenfalls dort vorhandenen Mindelschotter repräsentiert. Für das Mindel-Riss-Interglazial kann ein ganzes bis in die Alpen reichendes Netz von Talböden festgestellt werden. Die Risseizeit ist gut belegt durch Schotter, Moränen usw. und läßt sich in ein Riss-I und ein Riss-II, getrennt durch ein Interstadial, während dem das Untersuchungsgebiet eisfrei wurde, gliedern. Die Würmeiszeit gliedert Zimmermann wie folgt: Frühwürmvorstoß-Göttweiger Interstadial-Hauptwürm mit vier Stadien-Alleröd Interstadial-Schlußvereisung. Die vier Stadien sind:

Rhonegletscher: älteres Wangener Stadium - jüngeres Wangener Stadium -
Solothurner Stadium - Brestenberg Stadium

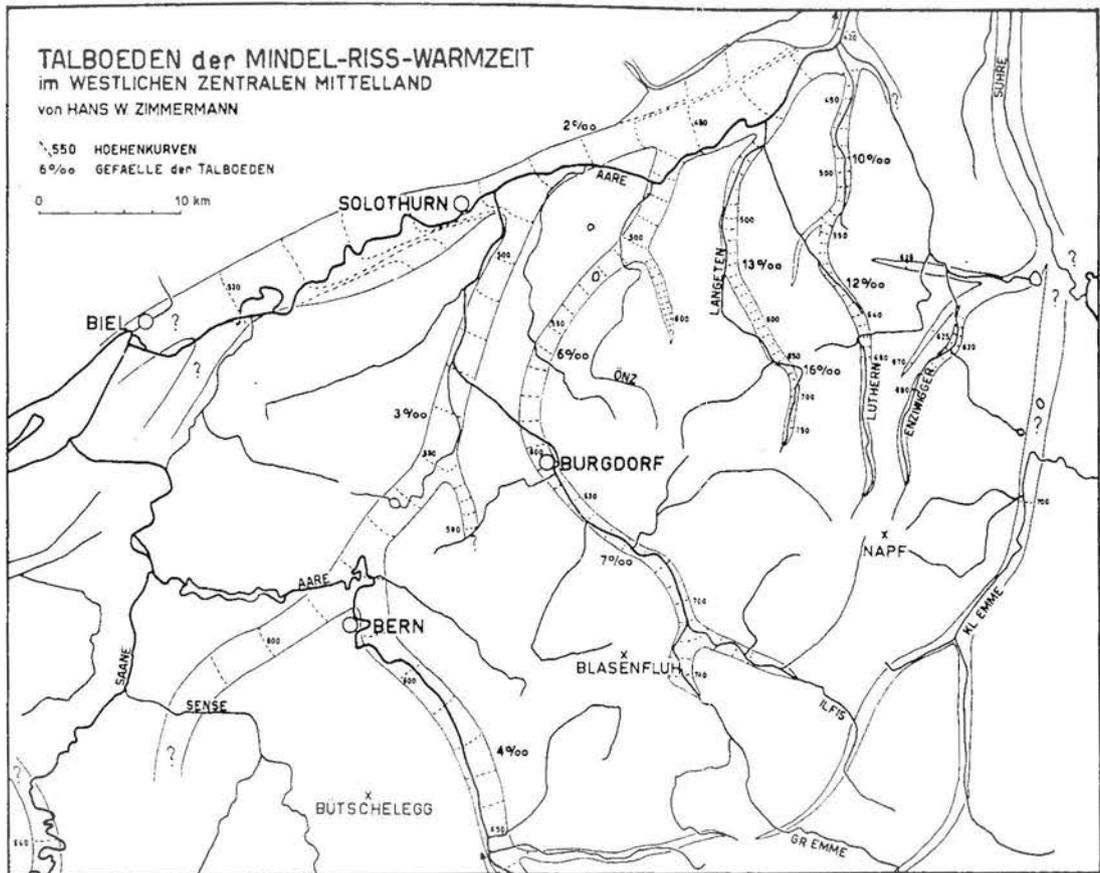


Abb. 4. Durch Parallelisierung verschiedener intramoränischer Schotter mit den extramoränischen Hochterrassenschottern konnte H. Zimmermann (1962) mit Hilfe ihrer Auflagerungsfläche ein Talsystem der Mindel-Riss-Warmzeit rekonstruieren, das vom heutigen an verschiedenen Orten abweicht. Das Gefälle des alpenwärts ansteigenden Aaretales ist im Vergleich zur Talbreite und der Wassermenge des Flusses zu hoch; dadurch läßt sich eine seitherige Hebung des ganzen Alpenkörpers nachweisen.

Linthgletscher : Killwangen Stadium - Schlieren Stadium- Hafner Stadium -
Zürich Stadium

Im Gebiet des Reussgletschers gelang eine entsprechende Parallelisierung dagegen noch nicht.

Ausgehend von den weiter oben skizzierten Untersuchungen, wandte sich H. Andresen in seiner Dissertation ⁹⁾ bestimmten Fragen zu, welche von grundsätzlicher Bedeutung sind und im Hörnlibergland besonders gut entschieden werden konnten. Dies kann besonders schön am Beispiel der glazialen Bearbeitung demonstriert werden. Die südwestliche Seite des Hörnliberglandes gegen das Tösstal blieb im Jungpleistozän unvergletschert, während auf der nordwestlichen Seite gegen das Thurtal der Thurgletscher bis in große Höhen die Täler erfüllte. Mit Bezug auf den geologischen Bau sind beide Abschnitte gleichwertig, indem alle geologischen Zonen sich mit nordöstlichem Streichen verfolgen lassen. Der unvergletschert gebliebene Raum wies während der Kaltzeiten periglaziale Verhältnisse auf. Mit Hilfe der vergleichenden morphologischen Untersuchungen kann deshalb in diesem Falle Schlüssiges über die Bedeutung der Glazialerosion ausgesagt werden. Andresen kommt zum Schluß, daß bei der Herausarbeitung der zahlreichen Terrassen glaziale Erosion eine bedeutende und entscheidende Rolle spielte. In anderen klassischen Gebieten — wie etwa im Zürichseetal — besteht die Möglichkeit zu solchen vergleichenden Studien nicht, da die Erfüllung mit Eis dort vollständig war ; aus diesem Grunde blieb auch dort die Deutung der Terrassen bis heute umstritten, wobei sowohl Glazialerosion, Denudation und ältere Erosionssysteme einander bei den Erklärungsversuchen ablösten.

Bezugnehmend auf den Begriff der morphologischen Aktivität und deren Abhängigkeit von den wechselnden Klimaverhältnissen, ging Andresen auch im besonderen den in der Gegenwart wirkenden morphogenetischen Kräften nach. Freilich gelang es auch in diesem Falle nicht, zu bestimmten quantitativen Werten über Massenverlagerungen in regionalem Rahmen zu gelangen ; hingegen vermochte er zu zeigen, daß das Postglazial nicht als eine Periode relativer morphologischer Inaktivität betrachtet werden darf. Schließlich betrachtet er die Erhaltungsmöglichkeit von älteren, früh- und vorpleistozänen Niveaus als wenig wahrscheinlich ; zweifellos vorhandene „Gipffluren“ werden im Sinne von A. Penck als oberes Denudationsniveau gedeutet.

Damit kommt Andresen zu Feststellungen, welche in ausgesprochenem Gegensatz zu zahlreichen früheren Publikationen stehen — es sei lediglich auf zwei Dissertationen, welche am Geographischen Institut der Universität Zürich ausgeführt worden waren, hingewiesen ^{10, 11)}. Seine fundierten neuen Auffassungen lassen es notwendig erscheinen, daß eine allgemeine Überprüfung der älteren Arbeiten vorgenommen wird.

Bedeutend bessere Untersuchungsmethoden und eine größere Zahl an morphologischen Problemen interessierter Studierender werden die Voraussetzungen bilden, die in den kommenden Jahren eine systematische Bearbeitung der Morphogenese vor allem der Nordostschweiz gestatten werden.

Manuskript eingegangen im Monat Dezember 1962.

⁹⁾ ANDRESEN, Hans : Beiträge zur Geomorphologie des östlichen Hörnliberglandes. Diss. Universität Zürich, 1963.

¹⁰⁾ STEIN, Max : Morphologie des Glattales. Diss. Univ. Zürich, 1948.

¹¹⁾ OERTLE, Walter : Ein morphologischer Datierungsversuch in der Ostschweiz. Diss. Univ. Zürich, 1954.

Observations dans la plaine alluviale
de la Meuse, en aval de Liège

L. CALEMBERT

Observations dans la plaine alluviale de la Meuse, en aval de Liège

L. CALEMBERT

Les descriptions détaillées relatives à la constitution et à la structure des plaines alluviales sont rares en ce qui concerne le territoire de la Belgique, soit que les grands travaux favorables à l'observation de coupes étendues et suffisamment continues n'aient pas fait l'objet d'études géologiques, soit que les recherches aient concerné des ouvrages réduits (ponts, digues, bâtiments isolés), entrepris à des époques différentes, avec des objectifs très limités et que les renseignements généralement dispersés n'aient donné lieu à aucune tentative de synthèse. Il faut ajouter que la plupart des fouilles intéressantes sont creusées dans les agglomérations, passent inaperçues et disparaissent rapidement.

Cependant, des informations significatives donneraient l'occasion d'améliorer les explications anciennes et générales qui continuent d'être invoquées quant à l'origine des dépôts alluviaux récents et des terrasses, à leurs relations avec l'évolution des rivières, des climats . . ., explications insuffisantes pour rendre compte de nombreux caractères particuliers.

D'autre part, une meilleure connaissance de l'anatomie des formations de la plaine alluviale, à l'échelle requise par la géologie de l'ingénieur, offre de plus en plus d'intérêt pour le génie civil à mesure que les industries en expansion gagnent de nouvelles zones fluviales et que se développent les recherches géotechniques et hydrogéologiques de même que l'utilisation effective de leurs résultats dans l'établissement des projets de travaux.

A ce sujet, je rappellerai l'ampleur des dommages aux constructions relevés dans la plaine alluviale de la Meuse, à MAASTRICHT (Anonyme, 1875) et ceux constatés dans la région liégeoise où, sur 1324 cas de dégradations aux immeubles, routes, etc . . . examinés dans la plaine alluviale et au pied des collines formant les anciennes rives du fleuve et de ses affluents, 307 cas, soit plus de 23 %, sont dûs à des facteurs intrinsèques aux alluvions et aux rives et sans relation avec les influences minières (L. CALEMBERT, 1958).

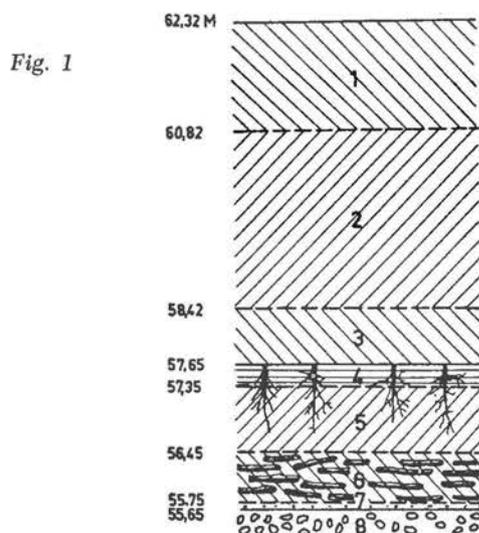
Il a paru utile de grouper les données recueillies dans 45 sondages et quelques fouilles répartis avec une densité exceptionnelle sur un territoire relativement restreint, aux confins des communes de LIEGE et de HERSTAL (voir planche I, hors texte). Bien que

les travaux de recherche considérés aient été réalisés à des fins diverses et ne suivent dès lors aucun plan préconçu ni dans l'implantation ni dans la récolte des échantillons, la majorité d'entre eux ont été conduits jusqu'au bed rock houiller, permettent de déterminer l'allure du fond de la vallée et fournissent des coupes suffisamment précises que pour montrer la variété des formations fluviales, de leurs structures et de leurs textures.

Malgré le caractère local des observations et la nature non systématique des recherches, les résultats scientifiques et les perspectives d'application dans le domaine de l'ingénieur auraient retenu l'attention du Dr. LUCIUS avec qui j'ai à plusieurs reprises collaboré, précisément pour tenter de dégager les aspects géologiques de certains sites en vue d'une meilleure adaptation des projets de constructions aux conditions naturelles. Ainsi, rendant hommage à la mémoire d'un collègue éminent, j'ai le sentiment émouvant de reprendre le dialogue interrompu par sa disparition.

En dehors des données anciennes, incomplètes et difficiles à situer, on dispose au nord de la région investiguée, des sondages de reconnaissance exécutés le long de l'axe de l'autoroute Bruxelles-Aix la Chapelle (M. GULINCK & J. M. GRAULICH, 1957) qui donnent une excellente idée générale du site géologique de la vallée de la Meuse. Au sujet des alluvions modernes, les auteurs signalent qu'elles comportent, sous des remblais souvent épais, des limons calcarifères dans la masse mais décalcifiés au sommet, des lentilles de sables très calcarifères contenant parfois des coquilles et des débris roulés de tourbe, puis les graviers du fond du thalweg.

Dans une note du siècle dernier (Ad. FIRKET, 1887), une description minutieusement rédigée fournit des renseignements de grande valeur dans un site encadré par les sondages récents dont j'ai suivi l'exécution. Le fait qu'il s'agit d'observations directes dans une fouille circulaire de 50 m de diamètre et d'une profondeur moyenne de 6,67 m creusée pour l'édification du gazomètre de la rue des Bayards (voir planche I) confère à la coupe (voir figure 1) adaptée d'après FIRKET (op. cit., p. CLXXVI) une valeur de référence pour l'interprétation des sondages voisins. J'en rappellerai les indications utiles ici ⁽¹⁾ :



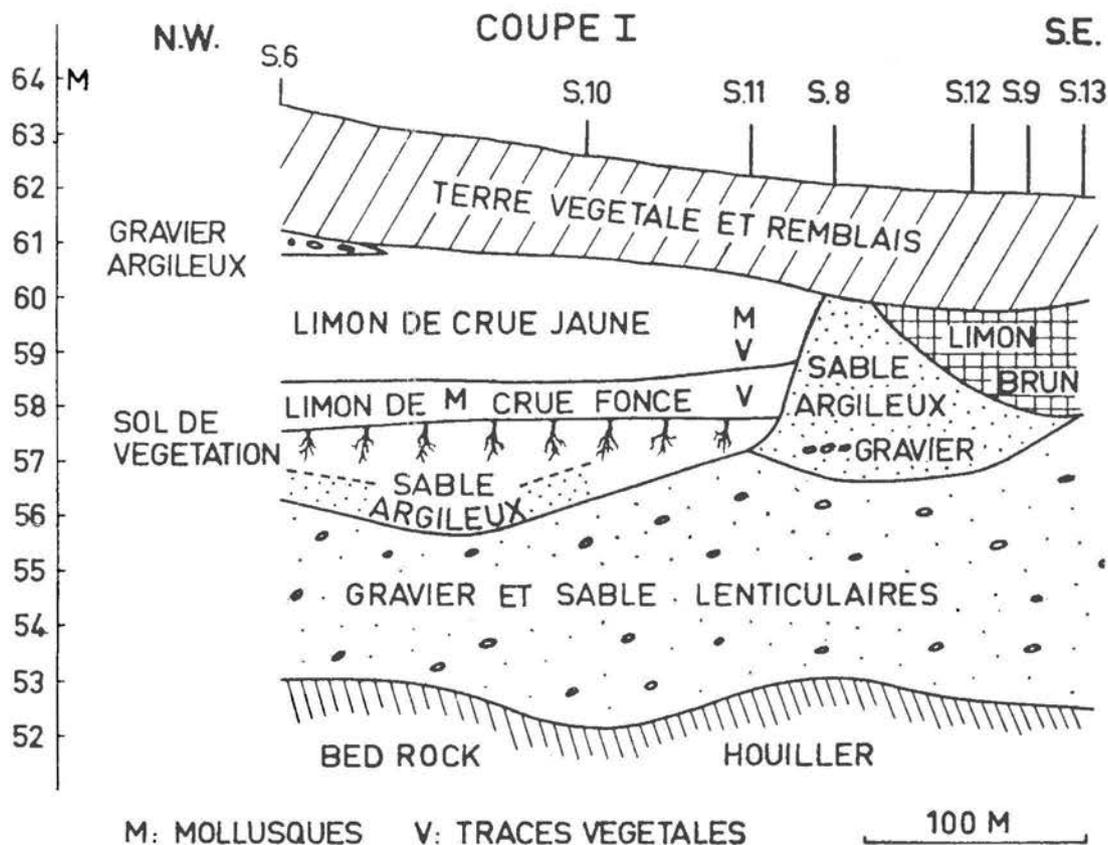
¹⁾ les altitudes mentionnées dans la présente publication sont toutes rapportées au niveau de la mer (altitude zéro des cartes d'Etat-Major).

1. de 62,32 à 60,82 : terre végétale et remblai
2. de 60,82 à 58,42 : limon jaune homogène (terre à briques) considéré comme très récent et constitué en grande partie de limon de crue ; il passe insensiblement au suivant
3. de 58,42 à 57,65 : limon jaune grisâtre homogène, très plastique vers le bas, à *Helix hortensis*
4. de 57,65 à 57,35 : limon argileux brun, chargé d'humus et contenant un *sol de végétation* qui part de la surface de contact des couches 3 et 4 et descend profondément dans la couche 5 sous-jacente sans toutefois en atteindre la base ; les arbres dont subsistent les racines ont été détruits et emportés avant le dépôt des limons de crue 3
5. de 57,35 à 56,45 : limon gris bleuâtre, argileux, un peu calcaireux, contenant à la base des ossements de *Cervus elaphus* (et peut-être une pièce de monnaie non retrouvée par Ad. FIRKET)
6. de 56,45 à 55,75 : troncs et branches parfois volumineux (provenant de chênes, charmes, etc. . .), plus ou moins transformés en lignite ; fragments de bois roulés et noisettes ; intercalations de minces lentilles irrégulières, argilo-sableuses, contenant *Bithynia tentaculata* ; il s'agit d'un dépôt allochtone transporté par un courant
7. de 55,75 à 55,65 : graviers quartzeux très fins (diamètre inférieur à 2 ou 3 mm) passant latéralement à des sables à *Bithynia tentaculata* ; pour Ad. FIRKET, cette mince couche discontinue qui renferme parfois des vestiges végétaux, marque la base des alluvions modernes et d'un nouveau régime du phénomène fluvial : relèvement périodique du niveau du fleuve et phases alternantes d'inondation et d'exondation
8. en-dessous de 55,65 : graviers grossiers du fond de la vallée : cailloux roulés pugilaires de quartzite et grès paléozoïques ; Ad. FIRKET les considère comme l'agent du creusement de la Meuse quaternaire au cours d'une phase d'approfondissement du lit et d'abaissement du niveau du fleuve ; la cote du bed rock houiller n'est pas définie mais l'on sait qu'au sud de la fouille, le fond actuel du lit de la Meuse est à la cote approximative 55.

A proximité immédiate de la fouille du gazomètre, les sondages 6, 7, 10 et 11 confirment les indications précédentes et les élargissent ; jointes aux informations tirées des sondages 8, 12, 9 et 13, elles permettent de dresser une coupe détaillée NW-SE (voir figure 2) qui montre les relations de la zone entourant le gazomètre, au pied des collines de la rive gauche, avec les formations de la plaine alluviale en direction du lit actuel de la Meuse.

Nous décrivons d'abord les coupes des sondages cités, à l'exception du sondage 7, arrêté au sommet des graviers grossiers du fond de la vallée.

Fig. 2



- Sondage 6** : origine : 63,84
 de 63,84 à 61,09 : remblais
 de 61,09 à 60,74 : graviers dans une gangue argileuse (base des remblais ou éboulis de pente au pied de la rive ancienne)
 de 60,74 à 59,09 : limon jaune grisâtre
 de 59,09 à 57,94 : limon gris bleuâtre
 de 57,94 à 57,34 : limon gris
 de 57,34 à 56,84 : couche constituée de débris ligniteux
 de 56,84 à 56,24 : argile sableuse grise
 de 56,24 à 53,74 : graviers du fond de la vallée : cailloux roulés de dimensions variées (provenant vraisemblablement de couches superposées à granulométrie différente)
 de 53,74 à 52,89 : id : cailloux avellanaires
 à 52,89 : bed rock houiller

- Sondage 10** : origine : 63
 de 63 à 58,30 : remblais
 de 58,30 à 57,70 : limon gris un peu argileux
 de 57,70 à 57,50 : limon argileux brun foncé avec débris végétaux
 de 57,50 à 57,20 : limon argileux gris foncé avec débris végétaux

de 57,20 à 56,30 : limon gris, sableux, localement chargé de matière organique
de 56,30 à 52,10 : graviers grossiers du fond de la vallée
à 52,10 : bed rock houiller

Sondage 11 : origine : 61,70

de 61,70 à 60,30 : remblais
de 60,30 à 58,60 : limon de crue jaunâtre avec coquilles de Mollusques
de 58,60 à 57,71 : limon argileux gris avec fragments de racines
de 57,71 à 57,40 : limon noirâtre contenant un véritable feutrage de feuilles et les traces
d'un *sol de végétation*
de 57,40 à 57,20 : limon argileux, bleuâtre, chargé d'humus et contenant des racines
à 57,20 : graviers grossiers du fond de la vallée.

Dans les sondages 6, 10 et 11, on retrouve donc sur une distance de l'ordre de 250 mètres et avec une correspondance satisfaisante, la superposition des formations repérées à l'emplacement du gazomètre, soit de haut en bas, des limons de teinte claire avec localement des coquilles de Mollusques et des traces végétales, un sol de végétation dont le sommet se trouve à la cote approximative 57,70 et sous une couche de limon argileux ou d'argile sableuse de puissance variable suivant les points, les graviers du fond de la vallée, épais de 3 à 4 mètres.

En direction du fleuve actuel, la structure des dépôts alluviaux se modifie considérablement.

Sondage 8 : origine : 61,91

de 61,91 à 59,96 : terre végétale et remblais
de 59,96 à 57,31 : sable argileux
de 57,31 à 57,01 : gravier à gangue argileuse
de 57,01 à 56,51 : sable argileux
de 56,51 à 53,01 : graviers grossiers du fond de la vallée comprenant des sables interstratifiés
à 53,01 : bed rock houiller.

Sondage 12 : origine : 61,64

de 61,64 à 59,64 : terre végétale et remblais
de 59,64 à 58,14 : limon brun
de 58,14 à 56,64 : sable argileux
de 56,64 à 52,54 : graviers grossiers du fond de la vallée associés à des sables
à 52,54 : bed rock houiller.

Sondage 9 : origine : 61,63

de 61,63 à 59,68 : remblai
de 59,68 à 57,78 : limon brun
de 57,78 à 57,23 : sable argileux
de 57,23 à 52,53 : graviers de dimensions variables et sables
à 52,53 : bed rock houiller.

Sondage 13 : origine : 61,69

de 61,69 à 59,84 : terre végétale et remblai
de 59,84 à 57,79 : limon brun
de 57,79 à 52,40 : graviers de dimensions variables et sables
à 52,40 : bed rock houiller.

Les sondages 8, 12, 9 et 13 ne comportent, au-dessus des graviers du fond de la vallée dont la puissance augmente jusqu'à 5,30 m en direction de la Meuse, que des sables argileux et des limons bruns ; les premiers s'amenuisent rapidement vers le fleuve actuel tandis que les seconds se développent et recouvrent bientôt directement les graviers de fond.

On peut réunir les données examinées jusqu'ici dans la coupe NW-SE présentée à la figure 2.

L'allure du bed rock houiller est régulière, les ravinements dûs à l'érosion demeurant dans l'intervalle des cotes 52-53.

La puissance des graviers de fond tend à augmenter de l'ancienne rive vers le lit actuel ; leur surface supérieure est ondulée et sans rapport avec la topographie du fond ; bien que l'on ne possède pas d'échantillons non remaniés, l'examen des produits rencontrés par la sonde indique que l'on a affaire à une succession de couches lenticulaires de graviers et de sables différant par leur granulométrie moyenne et leur degré de classement.

Du côté de la rive ancienne, il existe un chenal fossile à la surface des graviers et si les sondages n'ont pas rencontré l'équivalent de la couche de 0,70 m formée de troncs d'arbres, de branches, etc. . . trouvée dans la fouille du gazomètre entre 56,45 et 57,75, on doit l'attribuer soit au caractère local de ce dépôt, soit plus probablement au fait qu'il occupe l'axe du chenal fossile intermédiaire entre les sondages 6 et 10. Par contre, le sol de végétation repéré au gazomètre représente un phénomène plus étendu et marque une *phase de comblement* avec instauration d'une végétation arborescente au niveau 57,65-57,70. Au-dessus, se superposent des limons fluviaux foncés puis clairs.

La rive interne du chenal fossile est constituée par une sorte de *digue* de sables argileux surmontant directement les graviers de base, et contre laquelle viennent s'arrêter le sol de végétation et les limons de crue sus-jacents.

Au-delà de la digue, vers SE, apparaissent des limons bruns non fossilifères et sans traces organiques discernables qui reposent sur les graviers du fond.

Les sables argileux recoupés par le sondage 8 dépassaient originellement la cote 60 à laquelle ils sont rabotés par les remblais. Si l'on rapproche cette observation du fait que la surface supérieure des limons de crue de la Meuse devait se maintenir à l'altitude moyenne 60 comme en témoignait, en 1887, sur la rive droite du fleuve, la plaine de DROIXHE dans les endroits non modifiés par l'homme (Ad. FIRKET, op. cit.), on doit admettre que les sables considérés formaient un léger relief pendant le dépôt des alluvions d'inondation dont la base se trouve aujourd'hui à la cote 57,50 environ. Peut-être s'agit-il d'un vestige de *levée naturelle* ?

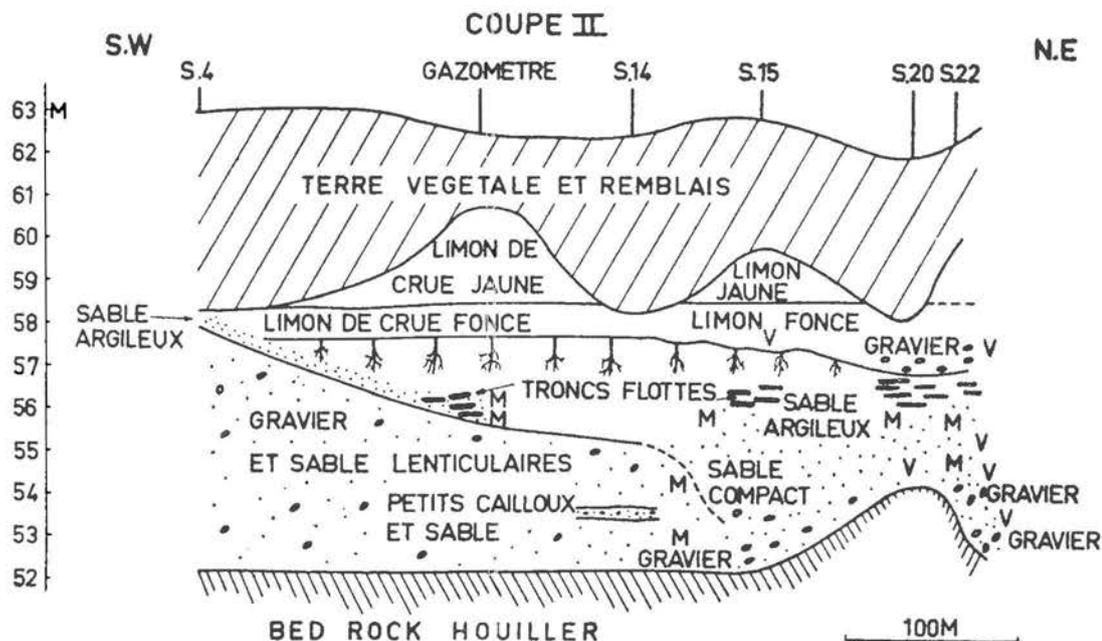
Une coupe brisée (voir figure 3) passant par le sondage 4, le gazomètre, les sondages 14, 15, 20 et 22, bien qu'elle soit oblique à l'axe du chenal fossile, éclaire d'autres aspects de sa structure. Nous rappellerons tout d'abord les résultats des sondages à considérer, la description de la fouille du gazomètre donnée plus haut (v. p. 116) servant de base à l'interprétation de proche en proche.

Sondage 4 : origine : 62,86

de 62,86 à 58,26 : remblais

de 58,26 à 57,86 : sable argileux jaune

Fig. 3



de 57,86 à 52,13 : graviers grossiers du fond de la vallée avec 2 intercalations de sables fluviatiles

à 52,13 : bed rock houiller.

Sondage 14 : origine : 62,40

de 62,40 à 57,50 : remblais

de 57,50 à 55,15 : limon gris

de 55,15 à 53,65 : graviers du fond de la vallée : grossiers

de 53,65 à 53,40 : id. : petits cailloux passant au sable gris compact

de 53,40 à 52,20 : id. : cailloux roulés de dimensions variées

à 52,20 : bed rock houiller

Sondage 15 : origine : 62,87.

de 62,87 à 61,37 : remblais

de 61,37 à 59,87 : terre végétale

de 59,87 à 57,07 : limon gris, puis limon argileux brun avec nombreux débris végétaux

de 57,07 à 56,62 : limon gris foncé

de 56,62 à 56,12 : dépôt ligniteux à grands fragments végétaux

de 56,12 à 55,37 : couches argilo-sableuses contenant d'abondants Mollusques fossiles

de 55,37 à 54,12 : sables gris, compacts, homogènes, avec les mêmes fossiles

de 54,12 à 52,12 : sables gris contenant quelques gros cailloux roulés de roches paléozoïques et les mêmes fossiles souvent brisés

à 52,12 : bed rock houiller.

Sondage 20 : origine : 61,39

de 61,39 à 57,89 : remblai

de 57,89 à 57,64 : limon argileux bleuâtre avec, à la base, quelques cailloux roulés

de 57,64 à 57,09 : limon homogène et compact, brun clair

de 57,09 à 56,84 : limon brun verdâtre
 de 56,84 à 55,89 : formation de lignite avec éléments de troncs et de branches offrant les mêmes caractéristiques que celles du dépôt allochtone décrit par FIRKET (v. p. 117)
 de 55,89 à 54,89 : limon sableux, gris verdâtre, avec nombreuses coquilles de Mollusques
 de 54,89 à 54,54 : sable brun verdâtre avec débris végétaux
 de 54,54 à 54,29 : sable vert
 de 54,29 à 54,19 : cailloux roulés
 à 54,19 : bed rock constitué par des grès houillers.

Sondage 22 : origine : 62,98

de 62,98 à 60,48 : remblai
 de 60,48 à 59,88 : limon brun foncé
 de 59,88 à 58,28 : limon brun clair, argileux, compact
 de 58,28 à 57,68 : limon brun gris
 de 57,68 à 57,38 : id. avec, à la base, quelques cailloux roulés
 de 57,38 à 56,38 : limon argileux, brun ou bleuâtre, contenant des racines et des radicelles in situ et plus bas, quelques éléments végétaux plus volumineux
 de 56,38 à 55,98 : limon gris-verdâtre contenant des coquilles de Mollusques
 de 55,98 à 54,93 : limon tourbeux avec coquilles de Mollusques
 de 54,93 à 52,78 : limon chargé de sable et de débris végétaux
 de 52,78 à 52,68 : gros cailloux roulés
 à 52,68 : bed rock constitué par du schiste houiller.

A l'extrémité SW de la coupe, à peine schématisée, présentée à la figure 3, le sondage 4 offre une série sédimentaire très comparable à celle du sondage 8 marquant dans la figure 2 la rive du chenal fossile : la similitude serait plus grande encore si l'on supposait que les sables argileux surmontant les graviers ont été ici encore notablement amputés par les remblais.

En direction du NE et compte tenu de la coupe complète du gazomètre (v. p. 117), il apparaît que la masse des graviers de fond diminue progressivement de puissance pour disparaître pratiquement au-delà du sondage 14. Dans cette zone, le remplissage du chenal fossile correspond à la coupe de Ad. FIRKET.

Les sondages 15, 20 et 22 révèlent quelques particularités dignes de mention :

- 1^o le bed rock houiller parfaitement régulier présente une protubérance haute de près de 2 m au passage de couches gréseuses
- 2^o la formation graveleuse du fond de la vallée passe latéralement à des sables compacts dans lesquels sont disséminées quelques poches de cailloux roulés généralement fins ; les coquilles de Mollusques et les traces végétales abondent
- 3^o les sables argileux qui recouvrent partout la formation graveleuse supportent le dépôt allochtone de bois fossile signalé par FIRKET et exactement dans la même situation
- 4^o par contre, le sol de végétation sus-jacent porte des traces nettes d'érosion et se trouve localement raviné plus ou moins profondément, les chenaux d'érosion étant remplis par des cailloux roulés.

Le Dr W. ADAM de l'Institut royal des Sciences Naturelles, à Bruxelles — que je remercie vivement de son obligeance — a bien voulu examiner les fossiles récoltés spécialement au sondage 15, et m'a communiqué une liste de déterminations avec l'indication du milieu de vie :

Bithynia tentaculata (L.) et nombreux opercules (espèce eurytope)
Lymnaea peregra (Müller) — (espèce eurytope)
Pisidium amnicum (Müller) — (eau courante)
Pisidium pulchellum Jenyns — (eau courante ou stagnante)
Valvata piscinalis (Müller) — (eau stagnante ou peu courante)
Valvata cristata (Müller) — (eau stagnante)
Ancylus fluviatilis (Müller) — (surtout eau courante)
Succinea elegans Risso — (terrestre, près de l'eau)
Vallonia costata (Müller) — (terrestre)
Vallonia pulchella (Müller) — (terrestre)
Anisus crista (L.) — (surtout eau stagnante)
débris de coquilles terrestres (*Helicidae* ?)

Le caractère de la faune est de nature à confirmer les conditions changeantes de l'environnement telles qu'elles ressortent du bref commentaire des coupes précédentes.

Les sondages 16, 17 et 18 creusés dans le pied de la colline riveraine de la Meuse ancienne, donnent l'occasion en liaison avec les sondages voisins 19 et 21 implantés dans le chenal fossile, de reconstituer la structure de la rive externe.

Sondage 16 : origine : 65,77

de 65,77 à 63,67 : remblais
de 63,67 à 63,37 : limons de pente gris
de 63,37 à 60,02 : graviers descendus sur le versant et mélangés à des argiles et des limons
à 60,02 : bed rock houiller.

Sondage 17 : origine 65,49 (à 14 m à vol d'oiseau en contre-bas du précédent sur le versant)

de 65,49 à 62,44 : remblais
de 62,44 à 61,39 : limon de pente gris et jaune
de 61,39 à 59,89 : graviers dans une gangue argileuse (éboulis de pente)
de 59,89 à 58,39 : limon fluviatile jaune, homogène
de 58,39 à 55,99 : limon brun bleuâtre
à 55,99 : bed rock houiller.

Sondage 18 : origine : 65,15 (à 8 m à vol d'oiseau en contre-bas du précédent sur le versant)

de 65,15 à 61,85 : terre végétale et remblais
de 61,85 à 59,35 : limon gris (en partie remanié ?)
de 59,35 à 57,65 : limon jaune
de 57,65 à 56,35 : limon argileux brun avec débris végétaux
de 56,35 à 54,40 : limon gris bleuâtre
à 54,40 : bed rock houiller.

Sondage 19 : origine : 62.22
 de 62.22 à 59,87 : terre végétale et remblais
 de 59,87 à 57,47 : limon gris
 de 57,47 à 56,37 : limon noir avec débris végétaux
 de 56,37 à 55,22 : couches argilo-sableuses grises
 de 55,22 à 53,47 : dépôt végétaux (feuilles, branchettes) alternant avec des couches argilo-sableuses grises contenant d'abondants Mollusques fossiles
 à 53,47 : bed rock houiller.

Sondage 21 : origine : 62,85
 de 62,85 à 60,15 : remblais
 de 60,15 à 59,45 : limon brun foncé
 de 59,45 à 57,35 : limon brun clair, argileux, compact
 de 57,35 à 57,10 : limon argileux, bleuâtre, avec débris végétaux
 de 57,10 à 56,90 : limon avec mottes provenant d'un *sol de végétation*
 de 56,90 à 56,05 : limon noir, compact, avec abondantes traces végétales dont quelques fragments plus volumineux
 de 56,05 à 55,25 : limon gris vert avec débris végétaux et coquilles de Mollusques
 de 55,25 à 54,85 : sable grossier avec coquilles de Mollusques intactes et brisées
 de 54,85 à 54,35 : limon gris-vert avec débris végétaux et coquilles de Mollusques
 à 54,35 : gros cailloux roulés.

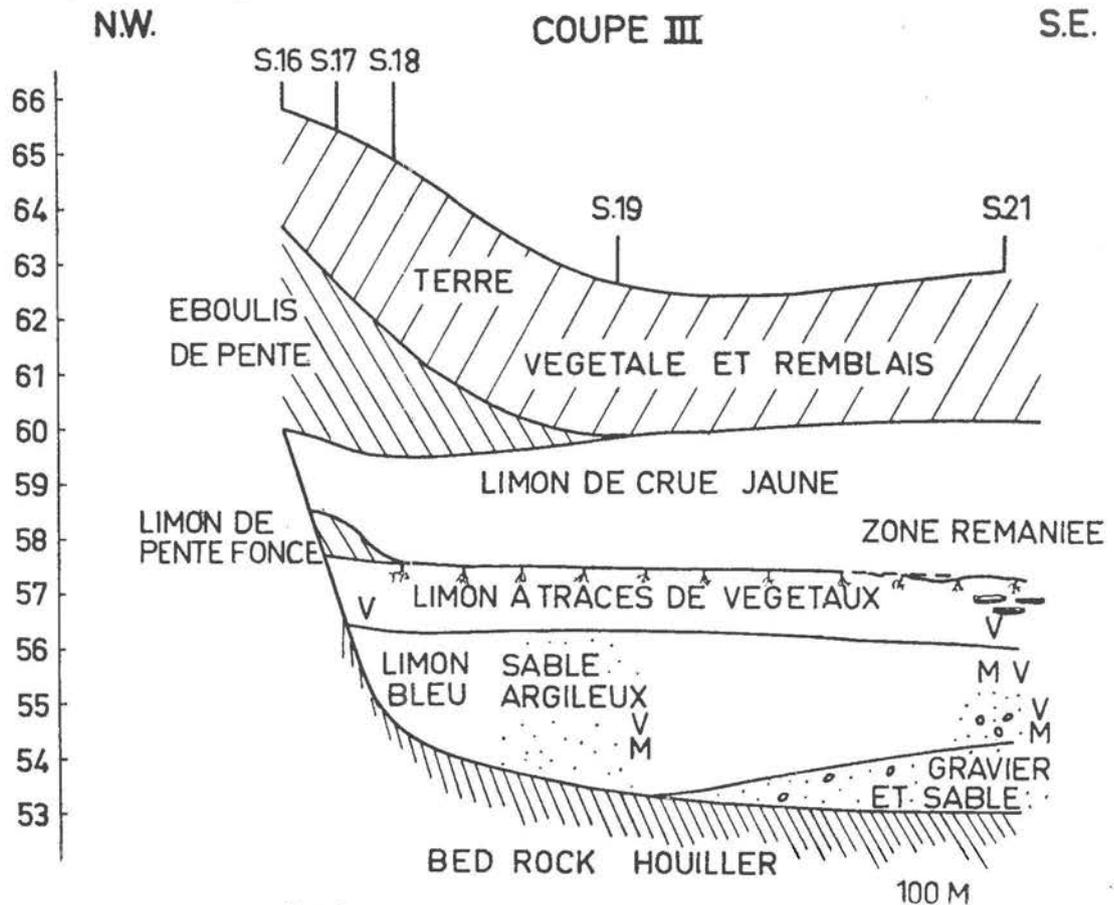


Fig. 4

Le sondage a été arrêté avant d'atteindre le bed rock houiller qui cependant était tout proche.

La coupe NW-SE présentée à la figure 4 représente semi-schématiquement la zone externe du chenal fossile : placée dans le prolongement de la coupe de la figure 2, elle fournit la reconstitution complète du bras fluvial colmaté.

Le bed rock houiller est profondément érodé et contre la rive externe, il n'existe aucune accumulation de gravier sur le fond du chenal : ce n'est qu'à l'aplomb du sondage 21 qu'apparaît le biseau terminal de la grande lentille graveleuse constituant la rive interne.

La base du remplissage consiste principalement en couches argilo-sableuses grises fossilifères contenant quelques rares cailloux quartzeux fins et disséminés.

Dans les limons foncés sous-jacents, on n'observe de vestiges de la formation de lignite allochtone qu'en direction de la rive interne. Quant au sol de végétation, il s'étend à tout le chenal, à des cotes un peu inférieures à celles signalées plus haut, et correspond donc au même épisode de comblement conduisant à la formation d'une aire marécageuse et boisée.

Au sommet, viennent les limons de crue jaune et les remblais. Au pied de la colline, les dépôts fluviaux s'interpénètrent avec deux principales générations de matériaux éboulés et glissés : des limons de pente foncés contenant des feuillettes de schiste houiller sont contemporains de limons de crue, et une formation plus puissante de graviers, argiles et limons provenant des terrasses et du colluvium houiller, est antérieure à ou contemporaine des inondations plus récentes.

Les sondages 1, 2, 3 et 5 situés au sud des secteurs décrits, ont recoupé la masse des graviers du fond de la vallée surmontés par des limons non différenciés. Ils n'apportent guère d'éléments nouveaux. Le bed rock se trouve, en ces points, à une altitude comprise entre 52,06 et 53,83. La puissance des graviers et sables de base passe de 2,50 m à 5,40 m entre les sondages voisins 3 et 5 distants d'à peine 40 m : la surface supérieure de la formation graveleuse est irrégulière, comme nous l'avons déjà montré en commentant la figure 2 (v. p. 120), sans relation apparente avec la topographie du fond, et la nappe de graviers se présente dans l'ensemble comme une grande *île alluviale* mamelonnée que les eaux du fleuve entouraient, parcouraient suivant des chenaux à tracé capricieux et probablement instable et submergiaient presque entièrement en période de crue.

Un dernier secteur a été prospecté sur le territoire de la commune de Liège, à l'est des précédents. Les sondages 26, 28, 23, 25, 27 et 24 ont été foncés à la partie interne du chenal fossile et les résultats obtenus complètent heureusement ceux que synthétise la figure 2.

Nous décrivons brièvement les coupes des sondages car chacune apporte des indications utiles.

Sondage 26 : origine : 62,78

de 62,78 à 61,68 : remblais

de 61,68 à 59,98 : terre végétale

de 59,98 à 57,28 : limon de crue, jaune-gris, homogène

de 57,28 à 54,28 : limon gris foncé à débris végétaux

de 54,28 à 53,03 : graviers moyens ou fins et sables
à 53,03 : bed rock houiller.

Sondage 28 : origine 61,60

de 61,60 à 60,40 : remblais

de 60,40 à 59,50 : terre végétale

de 59,50 à 58,35 : limon argileux avec concrétions de limonite

de 58,35 à 55,60 : limon gris foncé avec abondants débris végétaux

de 55,60 à 52,60 : graviers et sables mal classés

(le bed rock houiller n'a pas été atteint).

Sondage 23 : origine : 61,05

de 61,05 à 60,25 : terre végétale

de 60,25 à 59,05 : remblais

de 59,05 à 57,05 : limon de crue jaunâtre

de 57,05 à 56,05 : limon gris foncé chargé de matières organiques

de 56,05 à 55,25 : alternances de dépôt argilo-sableux et de couches formées par l'accumulation de feuilles, branchettes et débris végétaux

de 55,25 à 54,15 : gros graviers

de 54,15 à 54,05 : sable gris, homogène, compact

de 54,05 à 53,15 : petits graviers et sables

à 53,15 : bed rock houiller.

Sondage 25 : origine : 61,08

de 61,08 à 58,98 : terre végétale et remblais

de 58,98 à 58,08 : limon brun foncé chargé de matières organiques

de 58,08 à 55,68 : argile sableuse contenant des cailloux roulés, d'abondants petits fragments ligniteux et des Mollusques fossiles

de 55,68 à 53,83 : graviers gros et petits

à 53,83 : bed rock houiller.

Sondage 27 : origine : 61,09

de 61,09 à 57,89 : remblais

de 57,89 à 57,49 : argile sableuse gris vert

de 57,49 à 55,59 : graviers

de 55,59 à 55,09 : argile sableuse brun vert

de 55,09 à 53,59 : gros graviers

à 53,59 : bed rock houiller.

Sondage 24 : origine : 60,98

de 60,98 à 58,93 : terre végétale

de 58,93 à 58,33 : sable argileux gris

de 58,33 à 57,48 : limon brun

de 57,48 à 56,23 : limon noirâtre

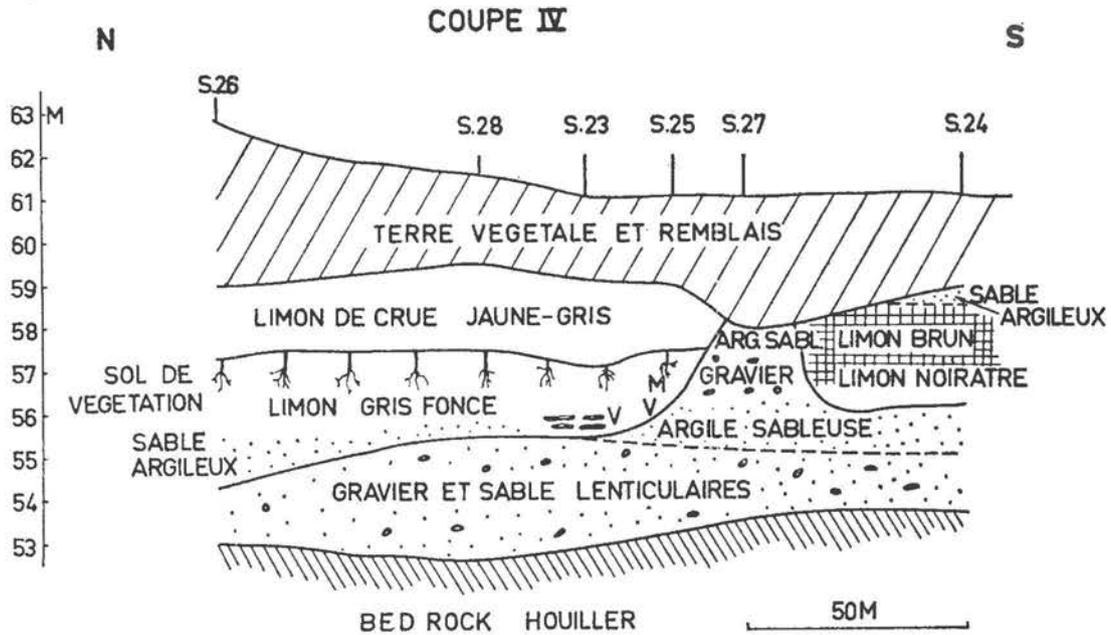
de 56,23 à 54,98 : argile sableuse gris-vert

de 54,98 à 53,73 : sables et petits graviers

à 53,73 : bed rock houiller.

La coupe présentée à la figure 5 offre beaucoup d'analogie avec celle de la rive interne du chenal fossile dressée à l'W (voir figure 2). On retrouve sur la masse de graviers moins puissante qui marque la terminaison de l'île alluviale, un *bourrelet* avec d'une part, la série

Fig. 5



sédimentaire comprenant la formation ligniteuse et le sol de végétation reconnus précédemment et d'autre part, des alluvions consistant en limons foncés et sables argileux. Fait curieux, il semble que le tracé de la rue Saint Léonard suive la crête du bourrelet signalé dans les sondages 8 et 27.

Après un espace dépourvu de sondage, aux environs de la place CORONMEUSE, les données plus sporadiques dont on dispose vers l'est, n'en permettent pas moins par comparaisons avec les observations précédentes, de définir des éléments du réseau hydrographique fossile qui suffisent à montrer que le dispositif sédimentaire général appartient au même type.

Par ailleurs, les formations du fond de la vallée ont fait l'objet d'une analyse granulométrique plus poussée ⁽¹⁾ que nous rapportons à titre documentaire : en effet, à défaut de pouvoir reconstituer les structures détaillées, il est intéressant d'indiquer que les dépôts grossiers de base résultent de la juxtaposition et de la superposition de nombreuses entités sédimentaires de textures très différentes témoignant d'une activité fluviale prolongée et caractérisée par des apports sédimentaires variés, des phases de remblaiement et de remaniement et une grande mobilité des chenaux.

Le premier groupe des sondages 29, 30, 31 et 32 fournit les coupes suivantes.

Sondage 29 : origine : 58,50

de 58,50 à 56,50 : remblais

de 56,50 à 55,50 : sable argileux

de 55,50 à 51 : gravier et sables du fond de la vallée

de 55,50 à 55 : sable grossier (61,2 %) avec gravier (31,3 %)

de 55 à 54,50 : sable grossier (52,3 %) avec gravier (42 %)

¹⁾ on a utilisé les spécifications suivantes :

graviers : éléments de diamètre supérieur à 2 mm

sable grossier : éléments de diamètre compris entre 2 mm et 200 microns

sable fin : éléments de diamètre inférieur à 200 microns.

de 54,50 à 53,50 : sable grossier (54 à 63,7 %) avec gravier (24,4 à 25 %) et sable fin (11,9 à 20,3 %)

de 53,50 à 51 : gravier (54,3 à 74,5 %) avec sable grossier (19,4 à 36,7 %) et parfois sable fin (11 %)

à 51 : bed rock houiller.

Sondage 30 : origine : 57,80

de 57,80 à 55,30 : remblais de schistes et cendrées

de 55,30 à 54,30 : sable argileux

de 54,30 à 50,80 : graviers et sables du fond de la vallée

de 54,30 à 53,30 : gravier (56,8 à 62,4 %) avec sable grossier (30,5 à 36,5 %)

de 53,30 à 52,80 : gros gravier (76,6 %) avec sable grossier (19,3 %) et un peu de sable fin (10,1 %)

de 52,80 à 52,30 : gravier (57,7 %) avec sable grossier (32,6 %) et un peu de sable fin (10,7 %)

de 52,30 à 51,80 : gros gravier (75,5 %) avec sable grossier (20,6 %)

de 51,80 à 51,30 : gravier (53,1 %) avec sable grossier (39,9 %)

de 51,30 à 50,80 : sable grossier (47,1 %), gravier (40,8 %) et sable fin (12,1 %)

à 50,80 : schiste houiller altéré sur une épaisseur d'environ 1 m.

Sondage 31 : origine : 58,10

de 58,10 à 57,60 : terre végétale

de 57,60 à 56,60 : sable argileux

de 56,60 à 50,60 : graviers et sables du fond de la vallée

de 56,60 à 55,60 : gravier (59,1 à 66,7 %) avec sable grossier (22,9 à 35,1 %) et sable fin (10,4 %)

de 55,60 à 55,10 : gravier (45,8 %) et sable grossier (45,1 %)

de 55,10 à 54,10 : gravier (54,9 à 57,2 %) avec sable grossier (35,6 à 36,6 %)

de 54,10 à 53,60 : sable grossier (50,6 %) avec gravier (27,6 %) et sable fin (11,8 %)

de 53,60 à 53,10 : gravier (53,1 %) et sable grossier (40,8 %)

de 53,10 à 52,60 : sable grossier (47,3 %) avec gravier (37 %) et sable fin (15,7 %)

de 52,60 à 52,10 : sable grossier (50,1 %) avec gravier (40,2 %) et sable fin (9,7 %)

de 52,10 à 51,10 : sable grossier (55 à 60,2 %) avec gravier (25,4 à 38,4 %) et sable fin (14 %)

de 51,10 à 50,60 : sable grossier (50,9 %) avec gravier (27,6 %) et sable fin (21,5 %)

à 50,60 : schiste houiller altéré sur environ 0,50 m de hauteur.

Sondage 32 : origine : 59,10

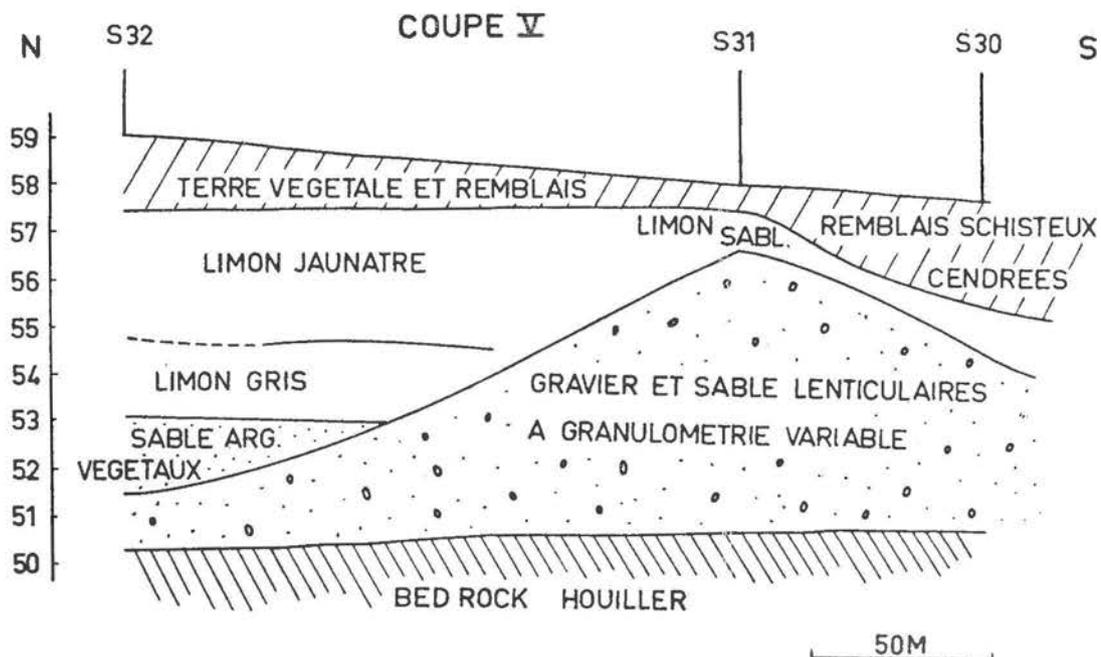
de 59,10 à 57,60 : terre végétale et remblai

de 57,60 à 55,10 : limon jaunâtre

de 55,10 à 53,60 : limon gris
 de 53,60 à 51,60 : sable argileux avec débris végétaux
 de 51,60 à 50,3 : graviers et sables du fond de la vallée
 de 51,60 à 51,10 : gravier (62,4 %) avec sable grossier (31,7 %)
 de 51,10 à 50,30 : gros gravier (80,1 %) avec sable grossier 17,9 %
 à 50,3 : bed rock houiller.

La coupe de la figure 6 bien que plus sommaire, montre qu'au-delà de la place CORONMEUSE, se développe une nouvelle île alluviale bordée par un chenal colmaté en direction de l'ancienne rive. Vers le fleuve actuel, des observations faites dans des tranchées creusées à l'occasion des travaux de démergement, ont révélé la présence sur les graviers de fond, à la cote 53, de grands troncs d'arbres couchés et d'une boîte crânienne d'« animal à cornes » : on retrouve donc un site sédimentaire à rapprocher de la fouille du gazomètre (voir p. 117).

Fig. 6



Le groupe des sondages 35, 36, 34 et 33 confirme les indications précédentes et la coupe de la figure 7 n'a d'intérêt que de représenter l'allure de la grande masse graveleuse relayant celle décrite plus à l'ouest. Nous nous bornerons donc à donner la coupe géologique sommaire de ces sondages et grouperons dans un tableau les caractéristiques granulométriques des dépôts de fond.

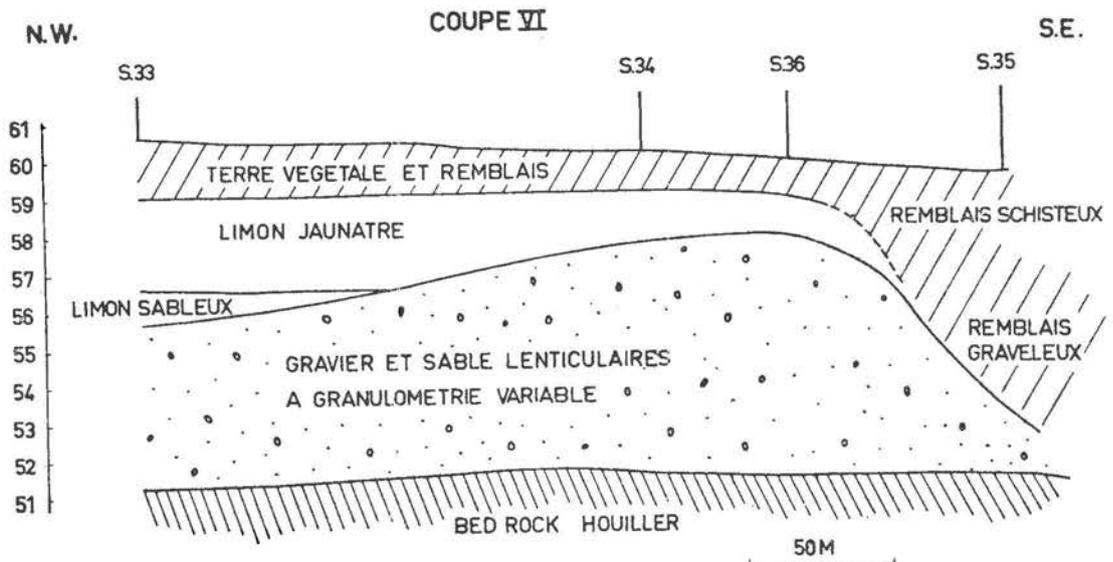
Sondage 35 : origine : 59,85
 de 59,85 à 55,35 : remblai schisteux
 de 55,35 à 53,35 : remblai graveleux
 de 53,35 à 51,85 : graviers et sables du fond de la vallée
 à 51,85 : bed rock de schiste houiller.

Sondage 36 : origine : 60,10
 de 60,10 à 59,10 : terre végétale et remblai
 de 59,10 à 58,10 : limon jaunâtre
 de 58,10 à 57,60 : limon chargé de gravier
 de 57,60 à 51,60 : graviers et sables du fond de la vallée
 à 51,60 : bed rock de schiste houiller.

Sondage 34 : origine : 60,30
 de 60,30 à 59,30 : remblai
 de 59,30 à 57,80 : limon jaunâtre
 de 57,80 à 51,70 : graviers et sables du fond de la vallée
 à 51,70 : bed rock de schiste houiller.

Sondage 33 : origine : 60,70
 de 60,70 à 59,20 : remblai
 de 59,20 à 56,70 : limon jaunâtre
 de 56,70 à 55,70 : limon sableux
 de 55,70 à 51 : graviers et sables du fond de la vallée
 à 51 : schiste houiller altéré sur 0,10 m de hauteur.

Fig. 7



	Sondage 33	Sondage 34	Sondage 36	Sondage 35
58		limons	limons	
		gravier : 54,4‰ sable grossier : 39,3‰	gros gravier	
57		sable grossier : 74,9‰ sable fin 20,6‰	sable grossier : 52,8‰ gravier : 20,7‰ sable fin : 26,5‰	
56	limons	sable grossier : 73,3‰ gravier : 17,4‰		
		sable grossier : 60,5 à 73,3‰ gravier : 21,6 à 32,3‰	sable grossier : 46,7 à 52‰	
55	gravier : 62,2‰ sable grossier : 35,3‰	sable grossier : 49,1‰ gravier : 46,6‰	gravier : 40,8 à 45,4‰	
	sable grossier : 63,6‰ gravier : 27,4‰	?		remblai
54	gravier : 50,6‰ sable grossier : 42,8‰		sable grossier : 54,6‰ gravier : 37‰	
	sable grossier : 57,8 à 70,6‰	sable grossier : 50,2 à 57,7‰	sable grossier : 53,9‰ sable fin : 28,7‰ gravier : 17,4‰	sable grossier : 60,5‰ gravier : 30,8‰
53	gravier : 20,3 à 34,9‰	gravier : 33,9 à 45,5‰	sable grossier : 46,3 à 57,7‰ gravier : 26,7 à 35,3‰ sable fin : 14,5 à 18,4‰	sable grossier : 49,5‰ gravier : 38,9‰
52	sable grossier : 51,1‰ gravier : 47‰			
51	bed rock	bed rock	bed rock	bed rock

Le sondages 37, 38 et 39 situés à l'E des précédents marquent l'amenuisement de la masse graveleuse et l'augmentation correspondante des limons fluviaux. Ils méritent une brève description.

Sondage 37 : origine : 60,80

de 60,80 à 59,80 : remblai

de 59,80 à 56,30 : limon jaunâtre

de 56,30 à 52,60 : graviers et sables du fond de la vallée

de 56,30 à 53,30 : gros gravier (63,3 à 86,7 ‰) avec sable grossier (16,7 à 33,6 ‰)

de 53,30 à 52,80 : sable grossier (68,6 ‰) avec gravier (19,4 ‰) et sable fin (12 ‰)

de 52,80 à 52,60 : très gros gravier (89,3 ‰).

Sondage 38 : origine : 62

de 62 à 57,90 : remblai schisteux et cendrées

de 57,90 à 56 : limon sableux

de 56 à 55,20 : sable gris

de 55,20 à 54 : sables et graviers du fond de la vallée

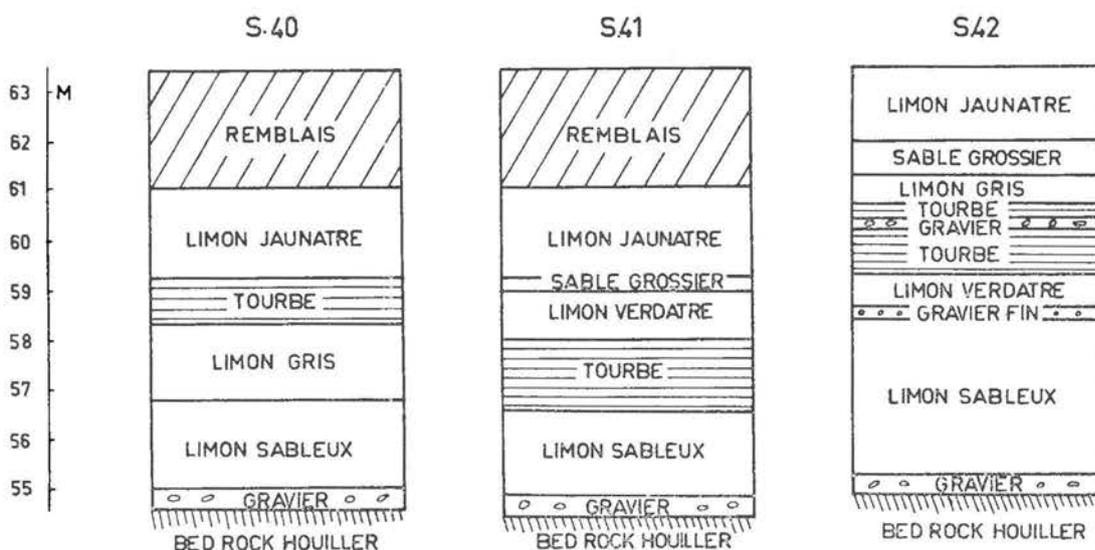
à 54 : bed rock houiller.

Sondage 39 : origine : 63,10

- de 63,10 à 62 : terre végétale et remblai
- de 62 à 59,10 : limon jaunâtre
- de 59,10 à 58,40 : limon sableux
- de 58,40 à 56,70 : limon jaunâtre
- de 56,70 à 54,70 : limon gris sableux
- à 54,70 : gravier fin (le bed rock cependant tout proche n'a pas été atteint).

A l'extrémité nord de la zone étudiée, les sondages 40, 41 et 42 ont rencontré, au pied de l'ancienne rive, un chenal fossile colmaté qui constitue vraisemblablement le prolongement du bras fluvial identifié aux sondages 32 et 39. Les coupes géologiques accolées dans la figure 8 montrent combien la structure interne des alluvions est complexe et varie latéralement sur de courtes distances.

Fig. 8



Enfin, les sondages 43, 44 et 45 trop éloignés pour établir une liaison avec les données précédentes, recoupent une formation puissante de graviers et sables de fond. Leurs coupes brièvement décrites ci-dessous apportent la preuve soit que l'île alluviale repérée au SW se prolonge, soit plutôt que la région comporte réellement de nombreuses lentilles graveleuses entre les bras fossiles anastomosés de la Meuse ancienne.

Sondage 43 : origine : 61,20

- de 61,20 à 59,20 : remblai
- de 59,20 à 57,70 : limon jaunâtre
- de 57,70 à 56,20 : argile graveleuse
- de 56,20 à 54,70 : gravier
- de 54,70 à 51,30 : sables et graviers
- à 51,30 : bed rock houiller.

Sondage 44 : origine : 60,85
de 60,85 à 59,30 : remblai
de 59,30 à 57,20 : limon jaunâtre
de 57,20 à 56,40 : argile graveleuse
de 56,40 à 54,75 : gravier
de 54,75 à 51,20 : sables et graviers
à 51,20 : bed rock houiller.

Sondage 45 : origine : 60,85
de 60,85 à 57 : remblai
de 57 à 56,60 : cendrées
de 56,60 à 56,20 : gravier argileux
de 56,20 à 54,80 : graviers
de 54,80 à 51 : sables et graviers
à 51 : bed rock houiller.

Il serait prématuré de tirer de ces observations locales, des généralisations. Cependant, il semble bien que l'on puisse admettre comme hypothèse de travail qu'après la reprise de *creusement* qui a conduit la Meuse à se créer un nouveau lit à une altitude inférieure à la plus basse terrasse (ou terrasse de JUPILLE dont la cote de base dans la région examinée est d'environ 64), la phase suivante ait consisté en un *remblaiement*.

Les barres graveleuses s'édifiaient par le dépôt des éléments les plus grossiers et devenaient de véritables *îles alluviales* s'effilant vers l'aval et sur les bords et s'élevant dans la zone centrale. Le courant d'eau confiné progressivement dans des chenaux anastomosés reprenait son travail d'érosion notamment aux dépens des anciennes rives. On avait affaire à un véritable cours d'eau « en écheveau » (braided stream).

Dans une troisième phase, a pu s'instaurer un cours en *méandres* avec dépôt de *levées naturelles*. Quoiqu'il en soit, certains chenaux abandonnés ou devenus secondaires ont été colmatés par des limons et des sables fins et se sont transformés en marais éventuellement couverts d'arbres. Pendant cette période, la plaine alluviale était soumise au régime des crues périodiques avec les phénomènes consécutifs d'érosion et de sédimentation.

Comme, dans l'état actuel des connaissances, les *terrasses* de la Meuse en aval de Liège présentent la même structure générale que la plaine alluviale, il conviendra de rechercher les causes — probablement climatiques — qui expliquent la répétition systématique des mêmes épisodes après chaque reprise de creusement.

Le cadre de la présente communication ne permet pas d'analyser les conséquences au point de vue de la géologie du génie civil, soit des caractéristiques intrinsèques des sédiments de la plaine alluviale, soit des fluctuations incessantes de la surface de la nappe aquifère alluviale, soit de la combinaison de ces deux ordres de facteurs. Je renverrai donc à d'autres articles qui traitent de ces aspects. (L. CALEMBERT, 1958, 1962).

Université de Liège,
Laboratoires de Géologie de la
Faculté des Sciences appliquées.

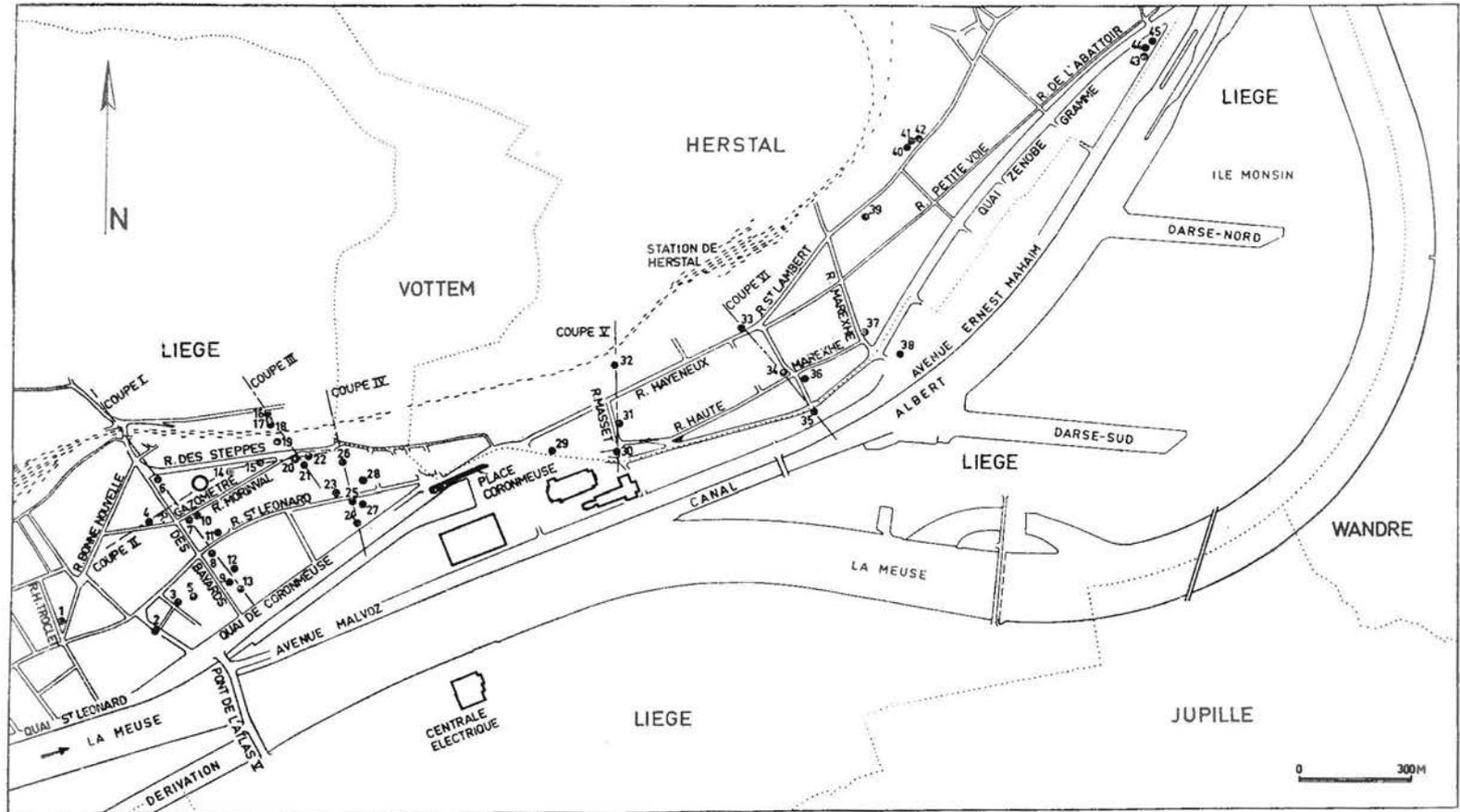


Planche 1. Situation des sondages dans la plaine alluviale de la Meuse

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1. Anonyme — 1875 — Des affaissements du sol attribués à l'exploitation houillère. Réponse de l'Union des Charbonnages, etc... au Mémoire de M.G. DUMONT — Liège.
2. CALEMBERT L. — 1955 a — Géologie, Mines et Urbanisme dans le Pays de Liège. Ann. Soc. Géol. de Belg., t. LXXVIII, pp. B. 429-460, 3 fig., 3 pl. h. t., Liège.
1955b — Géologie, Mines et Aménagement régional du Bassin industriel liégeois, Revue Universelle des Mines, 9e s., t. XI, pp. 645-669, 10 fig., 3 pl. h. t., Liège.
3. CALEMBERT L. — 1958 — Étude de l'influence des facteurs géologiques et miniers sur les déformations du sol dans la région liégeoise. Min. des Trav. Publ. et de la Reconstr. de Belgique, Plan d'Aménagement de la région liégeoise, pp. 57-76, Bruxelles.
4. CALEMBERT L. — 1962 — Le rôle général de la géologie dans les travaux d'intérêt public. Accademia nazionale dei Lincei — Quaderno N 53, pp. 23-34, 10 fig., Rome.
5. FIRKET A. — 1887 — Alluvions modernes de la vallée de la Meuse, à Liège. Ann. Soc. Géol. de Belg., t. XIV, pp. CLXXIV - CLXXXII, 1 fig., Liège.
6. GULINCK M. et GRAULICH J. M. — 1957 — Coupe géologique de la vallée de la Meuse en aval de Liège. Ann. Soc. Géol. de Belg., t. LXXXI, pp. 95-101, 1 pl. h. t., Liège.
7. MACAR P. — 1938 — Compte-rendu de l'excursion du 24 avril 1938, consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse entre Liège et l'Ubahgsberg (Limbourg hollandais). Ann. Soc. Géol. de Belg., t. LXI, pp. B. 187-217, 3 fig., 1 pl. h. t., Liège.
8. MACAR P. — 1946 — Phénomènes géologiques actuels, causes de dommages en nos régions. Ann. Soc. Géol. de Belg., t. LXIX, pp. B 226-249, 6 fig., Liège.

Epirogen-tektonische Grundzüge des süddeutschen Beckens und seiner südöstlichen Randgebiete im Mesozoikum

von

Gerhard EINSELE und Reinhard SCHONENBERG, Tübingen

mit 6 Abbildungen im Text

Epirogen-tektonische Grundzüge des süddeutschen Beckens und seiner südöstlichen Randgebiete im Mesozoikum

von

Gerhard EINSELE und Reinhard SCHÖNENBERG, Tübingen

mit 6 Abbildungen im Text

I. DIE DEPRESSIONSZONEN (R. Sch.)

Im Großen und vielfach auch im Kleinen wird die paläogeographische Entwicklung eines Raumes durch tektonische Bewegungen gesteuert. Hierfür liefert in Mitteleuropa der Oberrheingraben das einleuchtendste Beispiel, ist doch die Transgression des Rupelmeeres quer durch Süddeutschland zeitlich und räumlich an seinen Einbruch gebunden.

Lage, Verlauf und Bewegungsintensität solcher tektonischen Achsen bedingen Trans- und Regressionen der Meere, Verlauf der Küsten, große Entwässerungssysteme, Begrenzungen kontinentaler und mariner Sedimentbecken.

In Mitteleuropa wird die Erdkruste von 3 tektonischen Hauptrichtungen beherrscht, nämlich der erzbirgischen (SW - NE) Richtung, der herzynischen (NW - SE) Richtung und der rheinischen (N - S bis NNE - SSW) Richtung. Wir dürfen sie als die Richtungen der Fugen eines fundamentalen Schollenmosaiks der Erdkruste auffassen. Jedenfalls haben sie sich in allen uns zugänglichen Stockwerken auf die tektonischen und vulkanischen Vorgänge ausgewirkt. Dies gilt sowohl für das metamorphe und nicht metamorphe Grundgebirge als auch für das permisch - mesozoische Deckgebirge und schließlich auch für Tektonik und Vulkanismus im Tertiär.

Während der für uns überschaubaren Erdgeschichte erlebte Mitteleuropa stärkste paläogeographische Umwälzungen im Gefolge der variszischen Orogenese während der Karbonzeit. Ihr Ergebnis war ein \pm geschlossener Festlandskomplex, der von Westeuropa bis nach Rußland hinein reichte.

Der Abbau des karbonischen Festlandes begann im Süden bereits im Oberkarbon von der Tethys-Geosynklinale her, im Norden durch das Eindringen des Zechsteinmeeres.

Die wichtigste und dauerhafteste Verbindung zwischen Nordmeer und Tethys während des Mesozoikums lag im Zuge einer lineamentären Depressionszone zwischen der Böhmisches-Vindelizischen Masse im Osten und der Gallisch-Ardennischen Masse im Westen. Zu ihr gehört die „Mittelmeer-Mjösen-Zone“ *STILLES* mit der Hessischen Senke und dem Oberrheingraben.

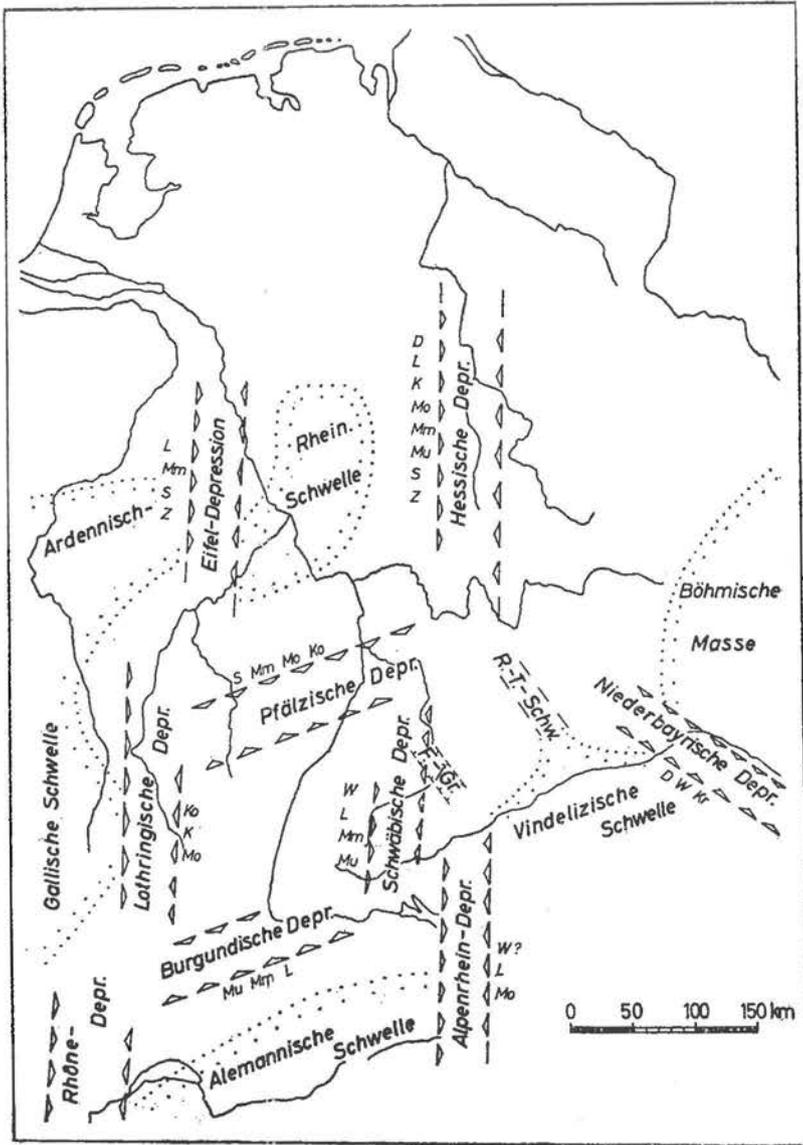


Abb. 1. Depressionszonen und randliche Hochgebiete des süddeutschen Beckens und seiner Nachbarräume im Mesozoikum. — Depressionen und Hochgebiete sind i. a. als sehr flache Elemente zu denken, ihre Grenzen schwanken daher von Formation zu Formation. Die eingezeichneten Grenzlinien bedeuten schematisierte „Mittellagen“ für das gesamte Mesozoikum. — Z = Zechstein, S = Buntsandstein, Mu - Mm - Mo = Unt., Mittl., Ob. Muschelkalk, K = Keuper, Ko = Rhät, L = Lias, D = Dogger, W = Malm, Kr = Kreide, F.-Gr. = Fildergraben, R.-T.-Schw. = Ries-Tauber-Schwelle.

Die lineamentäre Depressionszone besteht aus einer Reihe von Einzel-Depressionen, die sich als Kanäle für die Ingressionen und als Zonen maximaler Sedimentation erweisen (Abb. 1). Die Hauptverbindungen nach Norden und Süden sind die Hessische Depression und die Rhône-Depression, zwischen beiden vermitteln die Pfälzische und die Burgundische Depression. Zeitweise hat die Rhône-Depression Fortsetzungen nach Norden in Gestalt der Lothringischen und der Eifel-Depression gehabt. In Fortsetzung der Hessischen Depression liegen die Schwäbische und die Alpenrhein-Depression (s. S. 146).

Daß die Mittelmeer-Mjösen-Zone in Süddeutschland vielfach auf den Oberrheingraben beschränkt wird, ist nach heutigem Wissen nicht sinnvoll. Diese Vorstellung gründete sich seinerzeit auf die augenfälligen großen Grabenzonen von Oslo über Südhannover, Hessen, Oberrhein- und Rhônegebiet bis zum Mittelmeer (STILLE 1925, Taf. 14). Aber z. B. die Hessische Senke hat sich über ihre Grabentektonik hinaus längst als eine notorische Depressionszone vom Zechstein bis in den Jura hinein erwiesen. Un es ist MURAWSKI (1960) sicher zuzustimmen, wenn er im Hinblick auf die Hessische Senke sagt : „Es wäre jedoch falsch, die Bewegungen in den großen Grabenzonen als gesonderte Erscheinungen zu betrachten ; sie gehören unablässig in das Bewegungsbild der Gesamtsenke hinein“. Ein überzeugendes Beweisstück in diesem Sinn hat kürzlich A. HERRMANN (1962, Abb. 13) mit einer Karte vorgelegt, in der Sedimentationsraum und Mächtigkeitsverteilung der Hardegsen-Folge des Mittleren Buntsandsteins in der Hessischen Senke mit dem heutigen Bilde der saxonischen Tektonik verglichen werden. Die Hessische Senke aber setzte sich im Mesozoikum durch SW-Deutschland, Elsaß und Lothringen zum Rhônetal fort. Der Oberrheingraben dagegen ist als solcher ein tertiäres Element. Er liegt inmitten des Schwarzwald-Vogesen-Schildes, der im Mesozoikum von den großen Depressionszonen umgeben, aber niemals durchschnitten wurde. Von den vergleichsweise bescheidenen Andeutungen einer Senkung im Oberrheingebiet relativ zu Vogesen und Schwarzwald während des Mesozoikums (K. SAUER 1953, ILLIES 1956, PERRIAUX 1961) darf in diesen Zusammenhängen abgesehen werden.

Gewiß fehlen den mesozoischen Depressionszonen SW-Deutschlands die großartigen Grabenphänomene der Hessischen Senke. Aber dies mag zum Teil fazielle Gründe haben, wobei besonders an das Zechsteinsalz zu denken ist, das ja den Main nach Süden nicht überschreitet. Im übrigen fehlt es in SW-Deutschland auch außerhalb des Oberrheingrabens keineswegs an „saxonischer Tektonik“ (CARLÉ 1955), und manche Beobachtungen aus jüngster Zeit sprechen eher dafür, daß sie wohl erheblich komplizierter ist, als bisher gemeinhin angenommen (CARLÉ & STRÖBEL 1960, SCHÖNENBERG 1961a, 1962).

Unter dieser Sachlage ist es m. E. richtig, den fest eingebürgerten Begriff der Mittelmeer-Mjösen-Zone in Mitteleuropa auf den oben genannten Raum zwischen Böhmischem-Vindelizischer und Gallisch-Ardennischer Masse auszudehnen. STILLE selbst erweiterte später den Begriff in ähnlicher Weise, wenn er (1947, S. 15) schreibt : „In der Untertrias hat sich die Mittelmeer-Mjösen-Zone, die in der Zechsteinzeit nur bis ins nördlichste Elsaß und nach Nordschwaben gereicht hatte, weiter nach Süden fortgebaut, und in der Mitteltrias hat sie das Mittelmeer erreicht“. Dieser Fortbau erfolgte ja **nicht** durch das Oberrheingebiet, sondern teils östlich vom Schwarzwald, hauptsächlich aber westlich von den Vogesen.

So wird es das paläogeographische Schicksal SW-Deutschlands im Mesozoikum, als Verbindungsweg zu dienen zwischen den großen Sedimentationsräumen im Norden und Süden. Als Leitlinien funktionieren dabei die genannten Depressionszonen. Dies soll im

Folgenden teils an Hand schon seit langem bekannter Tatsachen, teils mit neuen Befunden in Kürze belegt werden. Zur Orientierung mag die Abb. 1 dienen.

Die Aktivität in den Depressionszonen der Mittelmeer-Mjösen-Zone s. 1. (siehe oben) beginnt mit dem Vorstoß des **Zechstein**-Meeres durch die Hessische Depression bis an den Nordrand des Schwarzwaldes, ein weiterer Vorstoß von geringerer Weite erfolgt in der Eifel-Depression (*RICHTER-BERNBURG* 1955, Abb. 9a).¹⁾

Im **Buntsandstein** zeichnen Sedimentdicken und Schüttungsrichtungen sehr deutlich die Hessische, Pfälzische und Eifel-Depression nach (*WURSTER* 1960, Abb. 4).

Während der **Mittel-Trias** durchbricht die Tethys in Oberschlesien und SW-Deutschland den mitteleuropäischen Festlandsriegel und bildet auf seinem Boden das Muschelkalkmeer. Im **Unteren Muschelkalk** werden die Tiefenlinien von der Hessischen, Schwäbischen („Neckar-Wutach-Rinne“ an der Ostseite des Schwarzwaldes) und der Burgundischen Depression gebildet (*G. WAGNER* 1956). Innerhalb der Pfälzischen Depression macht sich faziell die „Kraichgau-Wanne“ bemerkbar (*WURSTER* 1963).

In SW-Deutschland liegen die wichtigsten Steinsalz-Vorkommen des **Mittleren Muschelkalks**, nämlich Heilbronn-Kochendorf, Schwäbisch-Hall, Stetten (Hohenzollern), Rottweil, Bad Dür rheim, auf einem rheinisch gerichteten Streifen, der sich etwa mit der Schwäbischen Depression des Unteren Muschelkalkes deckt. In südlicher Fortsetzung läßt *R. TRÜMPY* (1959) die Ostgrenze des Anhydrits im Mittleren Muschelkalk aus dem Hegau über Zürich verlaufen. Ob diese rheinische Salzzone tatsächlich der primären Begrenzung des salinaren Ablagerungsraumes entspricht, wird allerdings bezweifelt. So rechnet *G. WAGNER* (1960) damit, daß die Salzgesteine außerhalb der heutigen Salzzone weithin durch Auslaugung zerstört worden sind.

Die sw-deutsche Salzzone setzt sich im Norden in die Pfälzische (Salze von Saaralben), im Süden in die Burgundische Depression (Salze von Zurzach-Basel — Porrentruy) fort.

Die Eifel-Depression zeichnet sich zu dieser Zeit durch relativ große Mächtigkeiten aus (*KNAPP* 1961).

Im **Oberen Muschelkalk** verlagert sich die südwestdeutsche Tiefenlinie von der Ost- auf die Westseite der Oberrheinischen Gebirge, d. h. in die Lothringische Depression, und die Verbindung von hier nach Norddeutschland übernimmt die Pfälzische Depression. An die lothringische Entwicklung des Oberen Muschelkalkes schließt sich östlich bis in das westliche Bodenseegebiet die Fazies des Trigonodus-Dolomits an, die wohl als relativ flachmeerisch gelten darf (vgl. Abb. 4).

Nach bisheriger Vorstellung wurde das süddeutsche Muschelkalkmeer von der Tethys durch das Vindelizische Land getrennt, welches von der Böhmisches Masse bis zu den westalpinen Zentralmassiven reichen sollte. Daß unsere Vorstellungen über die Natur des Vindelizischen Landes auf Grund von Erdölbohrungen der letzten Jahre in Oberschwaben revisionsbedürftig geworden ist, darüber wird *EINSELE* näheres berichten (s. S 148 ff). Hier sei nur bemerkt, daß in den beiden Bohrungen Dingelsdorf (Westende des Bodensees) und Opfenbach (nördlich vom Ostende des Bodensees) Muschelkalk gefunden worden ist. Damit wird es aber wahrscheinlich, daß im östlichen Bodenseegebiet eine Verbindung zwischen dem schwäbischen und dem helvetischen Muschelkalkmeer bestanden hat. Schon

¹⁾ Die erste Anlage einer Eifel-Depression läßt sich schon im Westfal D des Emslandes feststellen (*R. Teichmüller* 1962.)

1959 schrieb R. TRÜMPY hierzu : „Nichts weist auf die Existenz einer mitteltriadischen Schwellenzone oder gar Halbinsel zwischen Faltenjura und autochthonen Massiven hin“. K. LEMCKE & R. WAGNER (1961) nehmen auf Grund der oberschwäbischen Tiefbohrungen an, daß die Vindelizische Schwelle nach Westen etwa auf der Linie Ulm — Leutkirch vom Muschelkalkmeer begrenzt wurde. Diese Küstenlinie dürfte etwa dem Ostrand einer Depression entsprechen, die in \pm meridionaler Richtung durch das östliche Bodenseegebiet verlief und in der die Verbindung von schwäbischem und helvetischem Muschelkalk erfolgen konnte. Ich bezeichne sie als „**Alpenrhein-Depression**“.

Im Hinblick auf die neuerdings in Gang gekommene Diskussion über die Entstehung des Nördlinger Ries (vulkanische Explosion oder Meteoreinschlag ; vgl. DEHM 1962 und WEISKIRCHNER 1962) sei darauf aufmerksam gemacht, daß sich im Muschelkalk erstmals eine Schwellenzone andeutet, die an der Vindelizischen Schwelle ansetzt und über das Ries bis zur Tauber streicht.

Für die **Keuperzeit** sind bis jetzt die Hessische und die Lothringische Depression als wichtige Tiefenlinien erkannt worden (LAEMMLEN 1958). Durch die zweite sind mehrfach marine Ingressionen in das süddeutsche Keuperbecken gelangt. Zwischen Mosel und Saar erreicht der „Gipskeuper“ weit über 200 m Mächtigkeit, hier ist es sogar zur Bildung von Steinsalz und Polyhalit gekommen. Stärkere Senkungen in der Hessischen, Lothringischen und Pfälzischen Depression während der **Rhät-Zeit** öffnen den Meeren die Wege nach Süddeutschland und bereiten die Liastransgression vor.

Das süddeutsche **Liasmeer** steht in weit offenen Verbindungen durch die Hessische Depression nach Norden, durch die Burgundische nach SW. Neu entsteht ein breiter Meeresarm zum Pariser Becken zwischen Ardennisch-Rheinischer und Gallischer Schwelle. Im Süden leben die beiden Tiefenlinien aus der Muschelkalkzeit wieder auf, die Schwäbische und vor allem die Alpenrhein-Depression, in deren Raume die marine Verbindung vom schwäbischen zum helvetischen Liasbecken zwischen Alemannischer Schwelle (Aarmassiv) im Westen und Vindelizischer Schwelle im Osten hindurchzieht (R. TRÜMPY 1959).

Die **Alpenrhein-Depression** der Muschelkalk- und Liaszeit ist m. E. als epirogenes Teilelement des „Urach-Alpenrhein-Lineamentes“ zu verstehen (SCHÖNENBERG 1961b). Dieses setzt sich aus folgenden Einzelstücken zusammen (Abb. 2) : Nach den Ergebnissen der Neukartierung weiter Teile der Westalb durch das Geologische Institut der T.H. Stuttgart durchzieht ein meridionales Verwerfungsbündel die Schwäbische Alb von Kirchheim im Norden bis in die Gegend von Zwiefalten — Riedlingen an der Donau im Süden (GWINNER 1962, Abb. 22)²⁾. Zwischen der Donau und Ravensburg hat die Reflexionsseismik einige kleinere um die N-S-Richtung pendelnde Störungen aufgedeckt (VOLZ 1959), die z. T. anscheinend auch an der Oberfläche beobachtet werden können (GRÜNVOGEL 1960). Aus der Gegend von Tettngang und Ravensburg ist dann wieder eine Häufung meridionaler Störungen bekannt geworden. VOLZ (1957) hat m. W. zum ersten Male eine eventuelle Verbindung dieser Störungen mit der helvetischen Achsendepression beiderseits des Alpenrheins angedeutet. Vom Säntis im W her tauchen nämlich die helvetischen Faltenachsen nach E unter das Rheintal, um sich jenseits wieder zum Bregenzer Wald herauszuheben. Das beiderseitige Achsialgefälle wird durch zahlreiche Verwerfungen wesentlich ver-

²⁾ Diese Verwerfungen spielen auch eine große Rolle bei der Bildung der Alb-Höhlen (freundl. Mitt. von Prof. Bauer/Esslingen).

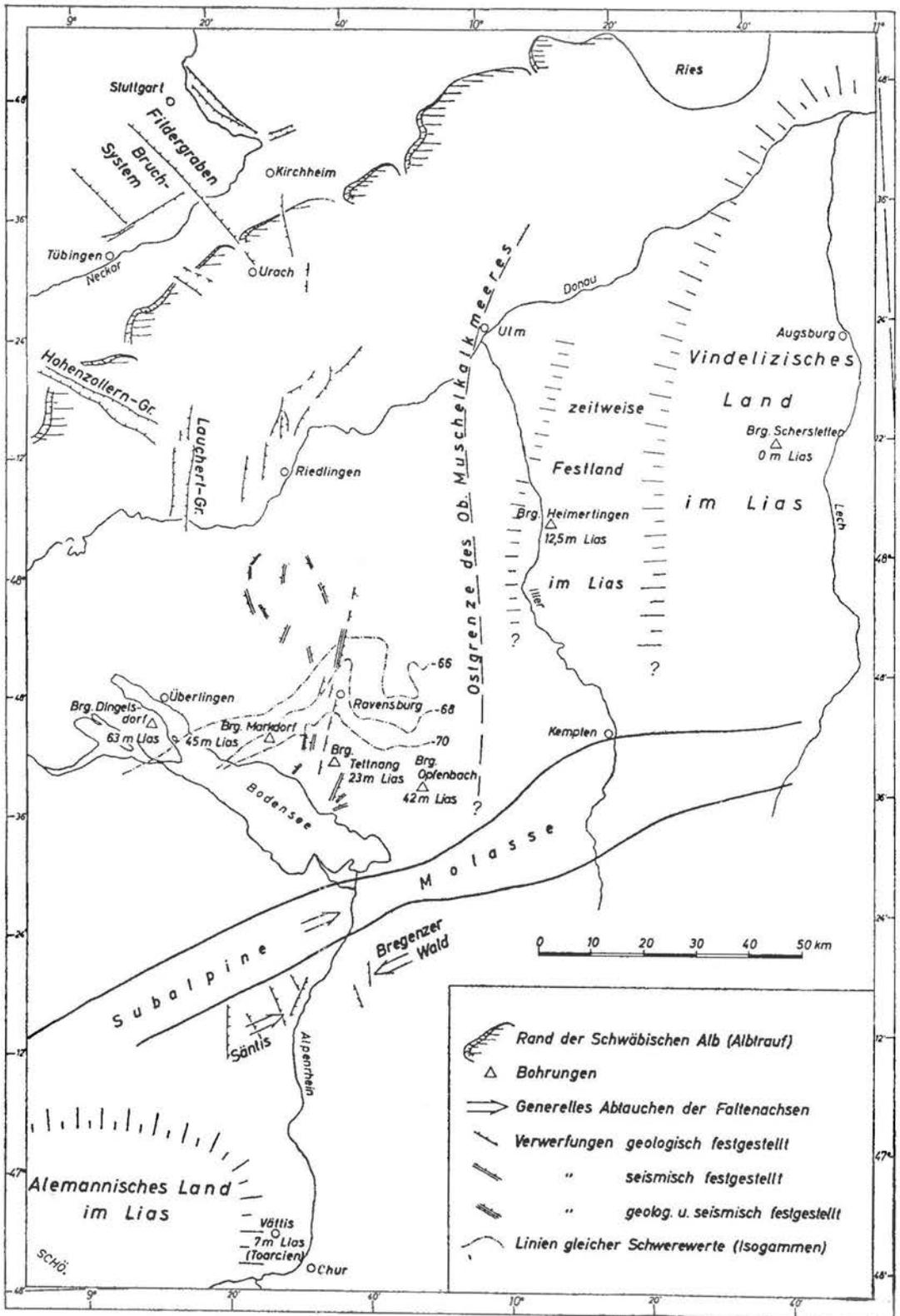


Abb. 2. Das Urach-Alpenrhein-Lineament (nach Unterlagen von Correns u. Hahn 1957, Grünvogel 1960, Gwinner 1962, Lemcke u. Wagner 1961, Meesmann 1925, Trümpy 1949 u. 1959, Volz 1959).

stärkt (*MEESMANN* 1925). (Eigene Aufnahmen in den Kreidegewölben von Götzis — Meschach, Bregenzer Wald, haben allerdings ergeben, daß die Faltenachsen hier durchwegs nach Osten abtauchen und der Abstieg der Gewölbe nach Westen zum Rheintal allein durch etwa Nord-Süd streichende Verwerfungen bewirkt wird. Das östliche Abtauchen gilt sowohl für sämtliche gemessenen B-Achsen als auch für alle aus ca. 2000 Meßwerten konstruierten Achsen).

Das Tal des Alpenrheines zwischen Säntis und Bregenzer Wald ist also nicht nur eine Achsendepression sondern ein tektonischer Graben, der sich in die äußeren Ketten des Alpenorogens einsenkt. Zwischen Tettang und Ravensburg und dem Graben des Alpenrheins liegt die mächtige subalpine Molasse. In ihr deutet sich nach *RENZ* (1937) und *BÜCHI* (1950) eine verstärkte Senkungstendenz im Gebiet östlicher Bodensee-Alpenrhein mindestens seit dem oberen Aquitan bis ins Torton an. Die Molassefalten westlich des Rheines tauchen z. T. achsial nach E ab. Schließlich hebt sich der Malm in der Bohrung Opfenbach von den sonstigen Verhältnissen in SW-Deutschland dadurch ab, daß er mächtiger ist und stratigraphisch jüngere Schichten enthält (s. S. 146).

Von Interesse ist ferner, daß nach *CLOSS & HAHN* (1957) ein von Friedrichshafen ausgehendes gravimetrisches Tiefgebiet nach Norden bis nach Biberach und Riedlingen reicht.

Nach Süden in den Alpenkörper hinein können wir das meridionale Lineament als Alpenrhein-Depression in Muschelkalk und Lias weiterverfolgen, und zwar im Lias bis an den Ostrand des Aarmassivs (Glerner Alpen).

Die Gesamtheit dieser aus bruchhaften Störungen und epirogenen Verbiegungen bestehenden meridionalen Zone verstärkter tektonischer Bewegungen bezeichne ich als „**Urach-Alpenrhein-Lineament**“. Mit einer Länge von mindestens 200 km durchschneidet es sowohl das Alpenorogen als auch das ungefaltete Vorland.

Im Gegensatz zu allen Lehrbuch-Darstellungen vertrat *LUCIUS* (1952) die Ansicht, daß das Liasmeer eine Süd-Nord-Verbindung durch die Eifel besessen habe. Im Sinne einer verstärkten Aktivität im Übergangsbereich von Eifel — und Lothringischer Depression spricht es jedenfalls, daß die neuen Bohrungen im Stadtgebiet von Luxemburg ungewöhnlich große Mächtigkeiten z.B. des Lias alpha 1 ergeben haben (mündliche Mitteilungen von Herrn *J. Bintz*). Der Luxemburger Sandstein (Lias alpha 2-3) kann über 100 m mächtig werden und übertrifft damit sein schwäbisches Analogon, den Angulatensandstein (Lias alpha 2), um das 10-fache.

Schließlich seien noch 2 Elemente geringerer Größenordnung erwähnt: Der heutige Fildergraben ist erstmals an den Liassedimenten als eine schwache aber deutliche Depression zu erkennen. Sie verstärkte sich dann im Dogger (*R. STAHLCKER* 1926, *BROCKERT* 1959). Außer dem Oberrheingraben war dies bisher die einzige saxonische Bruchstruktur in SW-Deutschland, bei der man eine ältere synsedimentäre Anlage nachweisen konnte. Und schließlich tritt, wie im Muschelkalk, die Ries — Tauber — Schwelle wieder in Aktion.

Im Laufe des **Doggers** ändert das südwestdeutsche Becken seinen großtektonischen Charakter: Aus dem Durchgangsland für die Transgressionen von Nord und Süd wird ein Schelfmeer der Tethys-Geosynklinale. Einerseits schließt sich die Hessische Depression, andererseits verliert die Vindelizische Schwelle mehr und mehr ihre Wirksamkeit. Vor allem aber bricht die Niederbayerische Depression ein und schafft damit eine breite Verbindung zur Tethys.

Die Tiefbohrungen in Oberschwaben haben uns gezeigt, daß der **Malm** in der Fazies der Schwäbischen Alb nach Süden allmählich in den helvetischen Malm übergeht (J. SCHNEIDER 1962). Insofern ist von einer Vindelizischen Schwelle nichts mehr zu spüren. (Vgl. aber S. 158).

Sonst deutet sich allenfalls die Schwäbische Depression durch die relativ großen Mächtigkeiten des Malms im Hegau an (ca. 500 m, mittlere Alb bei Heidenheim ca 350 m, nördliche Frankenalb ca. 200 m).

Im Bereich der Alpenrhein-Depression hat die Bohrung Opfenbach mit fast 580 m die größte Malmmächtigkeit Südwestdeutschlands angetroffen, und die Schichtfolge reicht bis in sonst hier nirgends mehr vorhandene stratigraphische Horizonte nämlich bis ins Purbeck (R. WAGNER 1961). Am Ende der Jurazeit verlandet der flache Schelf des süddeutschen Beckens, und das Meer zieht sich über die Niederbayrische Depression nach Süden in die Tethys zurück.

Wohl durch dieselbe Tiefenlinie rückt es in der Unterkreidezeit wieder nach Süd- deutschland vor. So hat z. B. die Bohrung Kastl 2 (nahe Alt-Ötting am Inn vgl. Abb. 6) geringmächtige marine Unterkreide angetroffen (BECKMANN 1958). Durch Mikro- und Makrofauna konnten dort Ober-Valendis — Ober-Hauterive nachgewiesen werden (mündliche Mitteilung von Herrn Prof. BECKMANN/Clausthal). Und schließlich bildet sich die weite ostbayerische Kreidebucht (SCHMIDT-THOMÉ 1962).

Noch einige Worte zur Schwäbischen und Alpenrhein-Depression : Die erste umfaßt die sogenannte „Neckar-Wutach-Rinne“ des Unteren Muschelkalkes und des Lias, ferner die rheinisch verlaufende Salzzone des Mittleren Muschelkalkes, und sie stützt sich auf die relativ großen Malmmächtigkeiten im Hegau. Diese nehmen von hier nach Nordosten im Zuge der Schwäbischen Alb konstant ab, während im Westen, also im südlichen Schwarzwald, im unteren Malm eine Untiefe existierte, die vom mittleren Malm ab nach heutigem Wissen sehr wahrscheinlich ganz trocken fiel (s. S. 147).

Von einer epirogenen Depression im Alpenrheingebiet dürfte zum ersten Male bei R. TRÜMPY (1959) die Rede sein : „Gesichert ist die Existenz einer marinen Straße zwischen Alemannischem und Vindelizischem Land im Oberlias. Bei Vättis erreicht die Transgression des mittleren Toarcian (Zone des *Hildoceras bifrons*) das Ostende der autochthonen Massive“. In Verbindung mit seiner Fig. 1 ist es klar, daß TRÜMPY an eine „marine Straße“ im Bereich des Alpenrhein-Tales denkt. Weitere Gesichtspunkte ergeben sich, wie oben näher ausgeführt, besonders aus den Tiefbohrungen der letzten Jahre in Oberschwaben.

Beide Depressionen lassen sich vorläufig erst in groben Umrissen skizzieren, die zweifellos erhebliche Verbesserungen erfahren werden. Unklar ist u. a., ob und inwieweit sie sich überhaupt voneinander abgrenzen lassen. Einige Auskünfte hierüber geben die Bohrungen Dingelsdorf (Schwäbische Depression), Tettngang und Opfenbach (Alpenrhein-Depression) und die zwischen der ersten und zweiten liegende Bohrung Markdorf (Abb. 2). LEMCKE & WAGNER (1961) geben für den Oberen Muschelkalk in Dingelsdorf ca 21 m *Trigonodusdolomit* an, in Opfenbach aber nur „Muschelkalk“. Das kann also auf eine Tiefenlinie im Zuge der Alpenrhein-Depression hinweisen, während die Schwäbische Depression in einen flachmeerischen Bereich fiel. Aus den Liasmächtigkeiten läßt sich für das Gebiet nördlich des Bodensees keine Trennung der beiden Depressionen ablesen (vgl. Abb. 2). Das Minimum bei Tettngang kann ja ganz lokalen Charakter haben.

Nach Mächtigkeit und stratigraphischem Umfang der Schichten zeichnet sich die Alpenrhein-Depression im Malm als ein Tiefland ab (Bohrung Opfenbach).

Ich komme zum Schluß noch einmal auf den Oberrheingraben zu sprechen, ist es doch höchst bemerkenswert, daß die Mittelmeer-Mjösen-Zone lange Zeit hindurch in Zentraleuropa anscheinend weitgehend inaktiv bleibt (Ob. Dogger — Unt. Eozän), dann aber im Tertiär in SW-Deutschland einer Tiefenlinie folgt, die im Mesozoikum kaum existiert hatte, nämlich dem Oberrheingraben, während die notorischen Depressionszonen des älteren Mesozoikums „außer Betrieb“ bleiben. Darüber hinaus ist der Einbruch des Oberrheingrabens mit seiner max. 5 000 m betragenden Sprunghöhe ein geradezu „spektakuläres“ Ereignis im Vergleich zu den stets weitaus bescheideneren Absenkungsbeträgen in den Depressionszonen der Trias- und Liaszeit.

Die Schwierigkeiten dieser widerspruchsvollen und unverständlichen Sachlage werden aber durch folgende Punkte gemildert:

1. Der Oberrheingraben ist angelegt über einer Zone rheinisch verlaufender tektonischer und magmatischer Elemente im **Grundgebirge** (vgl. die Zusammenstellung von *ILLIES* 1962).
2. Es gibt einige Anzeichen dafür, daß im Bereich des heutigen Grabens zeitweise schwache depressive Tendenzen schon im Mesozoikum auftraten, die aber wohl in keinem Falle größere Ausmaße erreichten. In diesem Sinne sei auf die Arbeiten von *PERRIAUX* 1961 (Buntsandstein), *ILLIES* 1956 (mittl. Dogger) und *K. SAUER* 1953 (Callovien) verwiesen. Nach Bekanntwerden der Bohrergebnisse im Raume Offenburg — Lahr (*E. WIRTH* 1962) verstärkt sich der Eindruck, daß die Senkungstendenz im Callovien doch relativ kräftig gewesen ist.
3. Es ist damit zu rechnen, daß Vogesen und Schwarzwald im Mesozoikum zeitweise eine schildförmige Aufwölbung zwischen den allseits umgebenden Depressionen bildeten. Zu erinnern ist hierbei an den Trigonodus-Dolomit des Oberen Muschelkalkes, dessen Verbreitungsgebiet östlich der Lothringischen Depression bis an den westlichen Bodensee reicht. Ferner an den ebenfalls flachmeerischen Hauptrogenstein des Oberen Doggers, der erst an der Ostseite des Schwarzwaldes in die schwäbische Fazies übergeht. Schließlich gibt es im Breisgau weder an den Rändern des Oberrheingrabens noch im Grabeninnern jüngeren Malm als Sequan (Malm β), wobei stets die Korallenfazies des Rauracien auftritt. Auch in den oligozänen Schottern von Alpersbach (östlich Freiburg) gibt es nach *KIEFER* (1934) keine jüngeren Weißjura-Komponenten als Malm α und β . Auch in der Jüngeren Jura-Nagelfluh (Ob. Miozän) des Südwest-Hegaus finden sich keine sicheren Gerölle aus dem Oberen Malm, solche aus dem Mittleren kommen zwar vor, aber die Masse stammt aus dem Unteren Malm. In der Älteren Nagelfluh (Unt. Miozän) treten in geringeren Mengen auch Gerölle von Oberem Malm auf, sie stammen aber aus der nächsten Umgebung, wo auch heute noch Malm zeta ansteht. (Diese Angaben verdanke ich einer brieflichen Mitteilung von Herrn *Dr. SCHREINER*/Freiburg). Wenn *G. WAGNER* (1960, S. 515) im Hinblick auf die Verhältnisse im Breisgauer Malm schreibt: „Die Küste scheint sich hier zu nähern“ — so kann dies doch nur bedeuten, daß Schwarzwald (und Vogesen?) während des Malms Hebunggebiete relativ zum Schwäbischen Becken gewesen sein dürften. Selbst wenn also irgendwo und irgendwann auf diesem „Oberrheinischen Schilde“ Senkungstendenzen auftraten, so hatten sie wohl nur geringe Chancen, sich in Form mächtiger oder faziell wesentlich abweichender Schichten auszuwirken.

4. Seit dem oberen Dogger nahm die Aktivität der Mittelmeer-Mjösen-Zone in Süddeutschland mehr und mehr ab. Das abziehende Malmmeer hinterließ jedenfalls in SW-Deutschland eine offenbar reliefarme Landoberfläche. Diese Falebene blieb die Kreidezeit hindurch bis ins früheste Alttertiär erhalten. In ihrem Raume waren die alten paläogeographischen Elemente tektonisch „stillgelegt“ und morphologisch nivelliert, insbesondere scheint dies auch für Vogesen und Schwarzwald zu gelten.

Als die Aktivität der Mittelmeer-Mjösen-Zone im Alttertiär wieder einsetzte, begann sie daher sozusagen „ganz von vorn“. Dabei bestand anscheinend die Möglichkeit, die alten bruchtektonischen Anlagen zwischen Vogesen und Schwarzwald zu beleben. Daß es hierbei schließlich zum tiefen Einbruch des Oberrheingrabens kam, möchte *ILLIES* (1962) auf isostatische Gründe zurückführen.

II. DAS PROBLEM DER HOCHZONEN AM BEISPIEL DER VINDELIZISCHEN SCHWELLE (G. E.)

Es ist eine der Grundregeln der Paläogeographie, daß wir über die geologischen Vorgänge in den Depressionszonen, die ständig Sedimente empfangen haben, verhältnismäßig gut Bescheid wissen. Wo aber die historische Dokumentation durch Sedimente lückenhaft wird, weitgehend fehlt oder gar durch Abtragungsvorgänge zerstört wird wie in den Hochzonen, bleiben unsere Aussagemöglichkeiten immer beschränkt. Diese Schwierigkeiten sollen am Werdegang der Vindelizischen Schwelle, welche während des Mesozoikums den süddeutschen Ablagerungsraum im Süden und Südosten begrenzte oder ihn teilweise auch durchquerte, erläutert werden. Diese ehemalige Hochzone ist heute zum größten Teil unter mächtigen Sedimenten des Tertiärs und Quartärs begraben, da sie nach dem Mesozoikum in den Bereich der nordalpinen Vortiefe gelangte. Durch diese junge Sedimenthülle war uns bis vor wenigen Jahren der Einblick in den tieferen mesozoischen Untergrund verwehrt, doch sind dadurch manche Schichtglieder in der Tiefe erhalten geblieben, die an anderen Stellen bereits durch Abtragung entfernt sind.

Die aus Tagesaufschlüssen bekannten Schichten der Trias und des Jura Südwestdeutschlands tauchen also im Bereich des Albrandes und der Donau unter den jüngeren Schichten des Tertiärs unter. Erst wieder in den Alpen finden wir gleichaltrige Serien, die nun aber in ihrer Gesteinsbeschaffenheit und Fossilführung zum großen Teil stark von den süddeutschen Verhältnissen abweichen. Man spricht deshalb z. B. von der germanischen und der alpinen Trias.

Als Erklärung für diese verschiedene Ausbildung gleichzeitig entstandener Schichten haben *QUENSTEDT* in Tübingen und *GÜMBEL* in München vor rund 100 Jahren, nämlich im Jahre 1861, zum ersten Mal von einem trennenden Landrücken zwischen beiden Ablagerungsräumen gesprochen. Dieses sogenannte „Vindelizische Gebirge“ soll von der ausgehenden Permzeit bis in das beginnende Tertiär hinein bestanden und von der Schweiz bis zum Bayrischen Wald gereicht haben.

Beinahe ein volles Jahrhundert lang blieb jedoch das Vindelizische Land hypothetisch. Erst vor 12 Jahren wurde durch die Tiefbohrung Scherstetten bei Augsburg der unmittelbare Nachweis für die Existenz des Vindelizischen Landes während des Mesozoikums erbracht (*ROLL* 1952). In dieser bis zum Kristallin hinabreichenden Bohrung ist die ge-

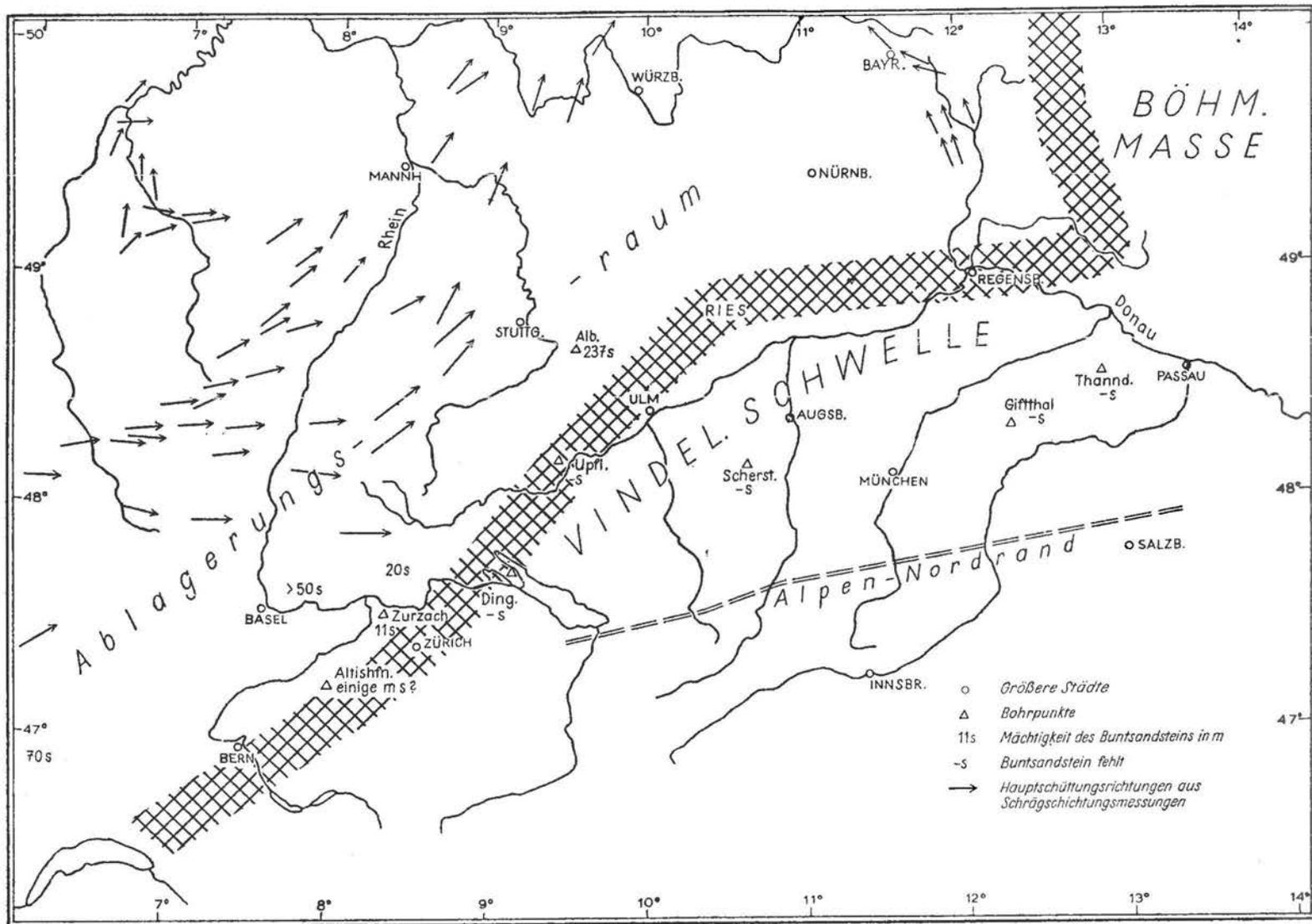
samte Trias durch 93 m grobklastische Sedimente vertreten, der Lias fehlt und der Dogger ist gegenüber der Ausbildung im schwäbischen Raum unvollständig. Damit war bewiesen, daß im zentralen Bereich dieser Hochzone tatsächlich lückenhafte Sedimentation oder gar Abtragung geherrscht hat. Seitdem sind im Zuge der Erdölexploration eine Reihe weiterer Tiefbohrungen im Molassebecken niedergebracht worden, die ebenfalls das Kristallin oder die Trias erreicht haben. Die Auswertung dieser Bohrungen und Überlegungen zur Frage der Bedeutung des Vindelizischen Landes als Abtragungsgebiet und Materiallieferant für das süddeutsche Becken vermitteln nun allerdings ein wesentlich anderes Bild von dieser Hochzone, als es in der geologischen Literatur noch bis vor wenigen Jahren dargestellt wurde.

Es soll versucht werden, einige Entwicklungsstadien des Vindelizischen Landes in groben Zügen zu verfolgen :

1. Nach der variszischen Gebirgsbildung hebt sich das Vindelizische Land im **Perm** noch nicht als besondere Hochzone gegenüber seiner Umgebung ab. In einer Reihe von Bohrungen (Dingelsdorf, Mönchsrot, Giftthal, Tiefbohrungen zwischen Neuötting und Salzburg) sind Rotliegend-Sedimente oder gar pflanzenführendes Oberkarbon angetroffen worden, die auf ehemalige Innensenken hinweisen, die mit terrestrischem Schutt der nahen Gebirgszüge ähnlich wie im Schwarzwald verfüllt wurden. Ob diese jungpaläozischen Tröge über weite Erstreckung in erzgebirgischer Richtung durchstreichen, wie es *LEMCKE* (1961) andeutet, oder ob sich bereits andere Richtungen bemerkbar machen, kann anhand der wenigen Aufschlüsse noch nicht entschieden werden. Jedenfalls haben wir keinen Grund zu der Annahme, daß das Vindelizische Land während dieser Zeit große Sedimentmassen für weit entfernte Ablagerungsräume geliefert hat. Nach der bisherigen Vorstellung sollte ja auch das Vindelizische Land erst im Mesozoikum seine bedeutende Rolle als Begrenzung und Materialquelle für das süddeutsche Sedimentationsbecken einnehmen.
2. Die neuen Tiefbohrungen in Oberbayern und Oberschwaben bestätigen das bestehende Bild vom Vindelizischen Land während des **Buntsandsteins** (Abb 3). Südlich der hier eingezeichneten Umgrenzung wurde nirgends Buntsandstein nachgewiesen ; erst wieder aus den nördlichen Kalkalpen kennen wir gleichartige Gesteine. Danach ist es wahrscheinlich, daß zu dieser Zeit ein sedimentationsfreies Vindelizisches Land bestanden hat. Mit Sicherheit können wir diese Aussage aber nicht machen, denn es wäre immerhin möglich, daß der Buntsandstein auch dort abgelagert, später jedoch wieder erodiert wurde. Wir haben dafür aber keine Anhaltspunkte.

Es fällt jedoch auf, daß das Vindelizische Land kaum als Liefergebiet für die Füllung des Buntsandsteinbeckens in Betracht kommt. Aus Schrägschichtungsmessungen und z. T. auch aus Schwermineraluntersuchungen kann abgeleitet werden, daß das sandige Material überwiegend aus südwestlicher oder östlicher Richtung in das damalige Tiefland eingeschwemmt wurde. Das nahe gelegene Vindelizische Land hat offenbar nur geringe Materialmengen zuführen können. Dies kann zweierlei Gründe haben : Entweder ist der Abtragungsschutt vom Vindelizischen Land erst über Umwege in das Buntsandsteinbecken gelangt, etwa über Längstäler zunächst nach Südwest oder Nordost ; oder wir dürfen nur mit einer relativ schmalen und wenig herausgehobenen Landmasse rechnen, die deshalb nur unbedeutende Sedimentmengen beisteuern konnte.

Abb. 3. Grenzen der heutigen Verbreitung des Buntsandsteins mit gemessenen Hauptschüttungsrichtungen
 nach Brinkmann 1938, Seifert 1942 und Schützer 1957.



Es kommt hinzu, daß die Sande des mittleren und oberen Buntsandsteins sowohl gut sortiert, als auch gut gerundet sind (*EISSELE* 1955). Deshalb kann es sich nicht um frischen Abtragungsschutt kristalliner Festländer handeln, der nur durch einen einmaligen Transportvorgang von den benachbarten Hochländern in das Sedimentationsbecken eingeschwemmt oder eingeweht worden ist. Wir müssen vielmehr im Bereich der Liefergebiete mit häufigen Umlagerungsvorgängen oder mit der Aufarbeitung bereits vorsortierter und korngerundeter älterer Sandsteine oder aber mit sehr weit entfernten Abtragungsgebieten rechnen. Eine weit verbreitete und lang anhaltende Sedimentumlagerung im Becken selbst ist wegen der Überlieferung von Transportrichtungen, deren Hauptkomponenten stets von den Festländern gegen das Beckenninnere weisen (vgl. Abb. 3), weniger wahrscheinlich. Wenn wir uns deshalb überhaupt zu einer bestimmten Vorstellung entschließen wollen, so bleibt uns am ehesten das Bild eines Festlandes, das aber kaum Gebirgscharakter besessen haben kann.

3. Im **Muschelkalk** dringt das Meer von Nordosten her in das süddeutsche Sedimentationsbecken ein. Zu Beginn dieser Zeit, im Wellengebirge, rückt von der Gallischen Schwelle im Westen ein großer Sandfächer gegen den Ablagerungsraum vor. Demgegenüber macht sich das Vindelizische Land nur durch verhältnismäßig kleine Sandschüttungen bemerkbar, die offenbar fächerartig gegen das tiefere Becken vorstoßen, einmal im Bayreuther Raum, dann im Bereich westlich von Ulm und schließlich am Bodensee (Abb. 4). Die zuletzt genannten Sandfächer sind erst durch die Bohrungen Albershausen, Buttenhausen, Upflamör und Dingelsdorf bekannt geworden (*WIRTH* 1960, *LEMCKE & R. WAGNER* 1961). Dies sind aber die einzigen und letzten, außerdem durchaus noch nicht gesicherten Anzeichen, die wir während der Muschelkalkzeit für ein nahe gelegenes, schuttlieferndes Festland aus den Sedimenten selbst entnehmen können. *TRÜMPY* (1962) vergleicht diese Sande mit dem geringmächtigen Melser Sandstein nördlich des Aare-Massivs, der dort die Basis der Trias bildet, und rechnet deshalb mit einem streifenförmigen Sandareal, das vom Aare-Massiv über den Bodensee bis in den Bayreuther Raum zieht

Nun folgt im Mittleren und Oberen Muschelkalk eine Zeit fast rein chemischer und organogener Sedimentation. Abgesehen vom Bayreuther Gebiet weisen keinerlei Sand- oder Geröllschüttungen, ja nicht einmal eine Zunahme des geringen tonigen Sedimentanteils auf eine nahe im Südosten gelegene Landmasse hin. Die regelmäßige Bankung und das Aushalten bestimmter tonreicher Lagen im Hauptmuschelkalk, die ausgesprochene Flachwasserverhältnisse mit häufigen erodierenden Strömungen ausschließen, sind bis in die östlichsten Tagesaufschlüsse und auch bei den meisten Bohrungen zu beobachten.

Nach den neuen Bohrergebnissen, besonders in Altshofen (Schweiz), Dingelsdorf am Bodensee und Opfenbach südlich von Wangen (*LEMCKE & R. WAGNER* 1961) schmilzt das Vindelizische Land für die Zeit des höheren Muschelkalks gegenüber früheren Vorstellungen stark zusammen (Abb. 4), denn auch der primäre Röti-Dolomit im Schweizer Raum schließt sich eng an den Trigonodus-Dolomit Süddeutschlands an (*TRÜMPY* 1962), erreicht aber als ausgesprochene Flachwasserfazies nur geringe Mächtigkeit. Sollten die in der Bohrung Giftthal angetroffenen terrestrischen Sedimente (*BOIGK* 1962) tatsächlich zeitliche Aequivalente des Muschelkalks enthalten, so würde das Vindelizische Land auch im östlichen Bayern teilweise als Sedimentlieferant entfallen.

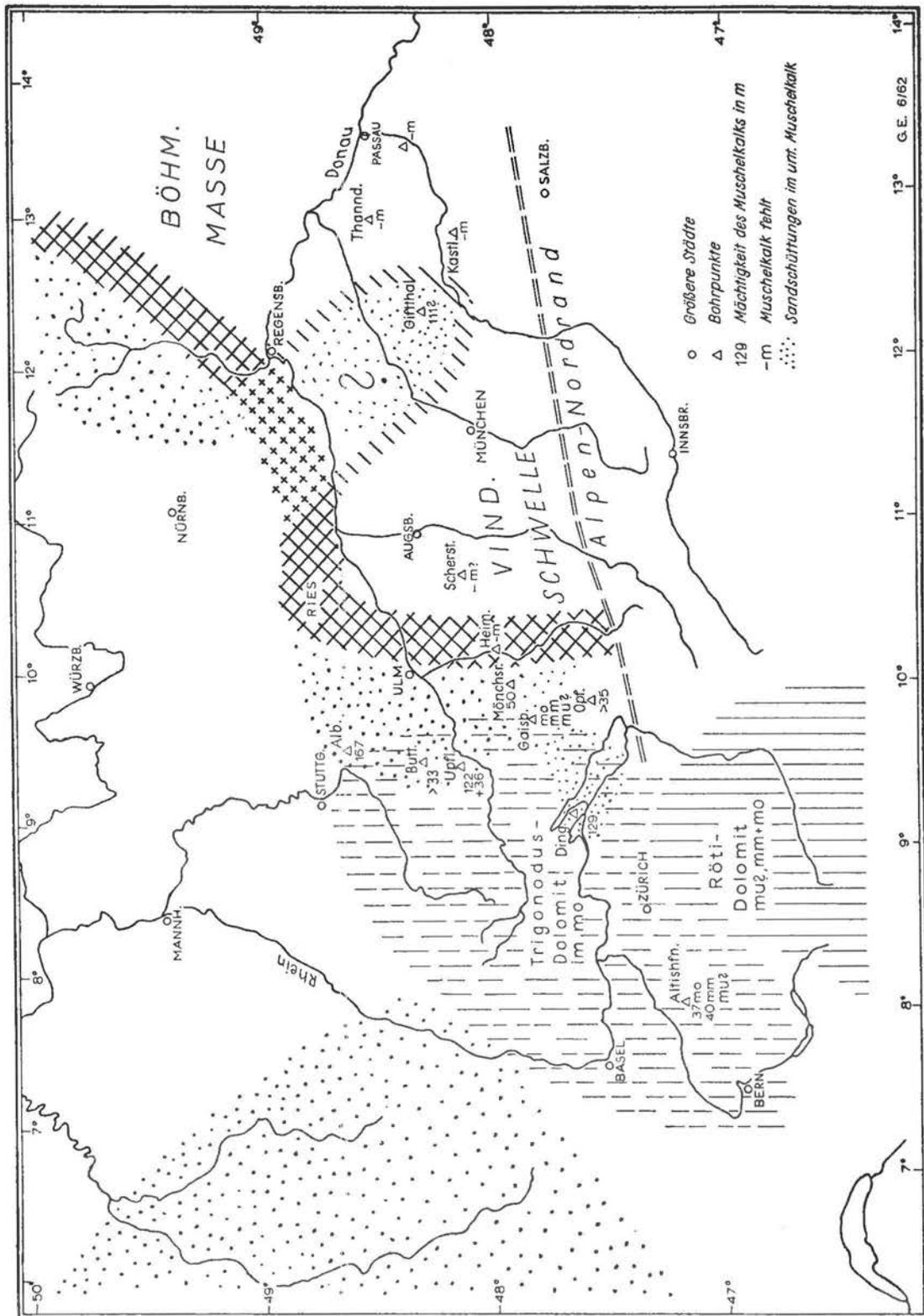


Abb. 4. Skizze zur Verbreitung von Land und Meer im Muschelkalk in Anlehnung an Darstellungen von Frank (1930), G. Wagner (1956) und Trümpy (1959). — m = gesamter Muschelkalk, mu, mm, mo = Unterer, Mittlerer, Oberer Muschelkalk.

4. Wenn wir im **Keuper** von den Eindampfungssedimenten des Gipskeupers absehen, ist die ganze Formation fast nur von klastischen Sedimenten aufgebaut. Prüfen wir die Aussagemöglichkeiten aus diesen Ablagerungen für unsere Fragestellung, so ergibt sich folgendes: Die feinkörnigen Sedimente stellen das Produkt einer längeren Aufarbeitung, Sortierung und Frachtsonderung dar. Wegen ihrer leichten Transportierbarkeit, sei es durch strömendes Wasser oder durch Wind, können sie weit verfrachtet werden oder — umgekehrt — von weit her stammen. Bestimmte Transportrichtungen sind aus ihnen selten abzuleiten. Aus dem Vorkommen mächtiger Keupertone dürfen wir deshalb nur den negativen Schluß ziehen, daß während dieser Zeit wahrscheinlich kein schuttlieferndes Hochland in unmittelbarer Nähe lag. Dies gilt für das Gebiet mit typischer Gipskeuperausbildung, der ja zum größten Teil aus Tonen aufgebaut ist, für die Bunten Mergel und den Knollenmergel. Man hat deshalb seit jeher die sandigen Ablagerungen des Keupers zur Klärung paläogeographischer Fragen herangezogen.

Aus dem Studium dieser gröber körnigen Gesteine und ihrer Verbreitung in den Tagesaufschlüssen hat sich die Meinung herangebildet und bis in die jüngste Zeit gehalten, daß alle Keupergesteine einschließlich der Tone vom Vindelizischen Land hertransportiert worden wären. Die wichtigsten Argumente für diese Anschauung sind eine in Richtung zum Vindelizischen Land hin zunehmende Mächtigkeit und Kornvergrößerung dieser Sandhorizonte (G. WAGNER 1960). Diese Argumentation stimmt weitgehend für den Kieselsandstein und Stubensandstein des mittleren Keupers, sie gilt aber nur scheinbar für den Schilfsandstein und wahrscheinlich ebensowenig für die Sandsteine des Lettenkeupers und des Rhäts. Die drei zuletzt genannten Sandsteine sind alle sehr feinkörnige, gut sortierte, verhältnismäßig reife Gesteine im Gegensatz zum wesentlich gröbereren, schlecht sortierten, feldspatreichen Stubensandstein und seinen Vertretern im fränkische Raum. Dies ist auch schon früheren Bearbeitern aufgefallen, besonders bei dem über weite Erstreckung gleichartig ausgebildeten Schilfsandstein. Aber erst in den letzten Jahren konnte WURSTER (1958) mit Hilfe von Schrägschichtungsmessungen nachweisen, daß diese feinen Sande von weit herangeführt worden sind. Die Kornvergrößerung im Osten ist durch die Beimischung gröberens Sandes aus einem näher gelegenen Abtragungsgebiet zu erklären. Auf einen ähnlichen Fall hat ALDINGER (1953) bei den Sanden des Lias alpha am Fuß der Ostalb hingewiesen.

Wahrscheinlich läßt sich auch für die Sandsteine des Lettenkeupers und des Rhäts zum größten Teil eine andere Herkunft als die vom Vindelizischen Land nachweisen, wenn diese Frage einmal näher untersucht wird.

Wir kommen zurück auf den Stubensandstein, den Kronzeugen für das Vindelizische Land während der Keuperzeit. Die mächtigen, mittel- bis grobkörnigen Sandsteine oder Arkosen mit einzelnen Geröllagen erfordern ein großes, relativ nahe gelegenes Liefergebiet. Sie stoßen scheinbar vom Vindelizischen Land aus in westlicher bis nordwestlicher Richtung gegen das Becken vor und dünne immer mehr aus, während sie im Osten auch die älteren Bunten Mergel oder die jüngeren Knollenmergel zum großen Teil ersetzen (Abb. 5).

So war es naheliegend, im mittleren Keuper eine starke Heraushebung des Vindelizischen Landes anzunehmen und von einem mächtigen kristallinen Gebirge zu sprechen (z. B. PFEIFFER 1923).

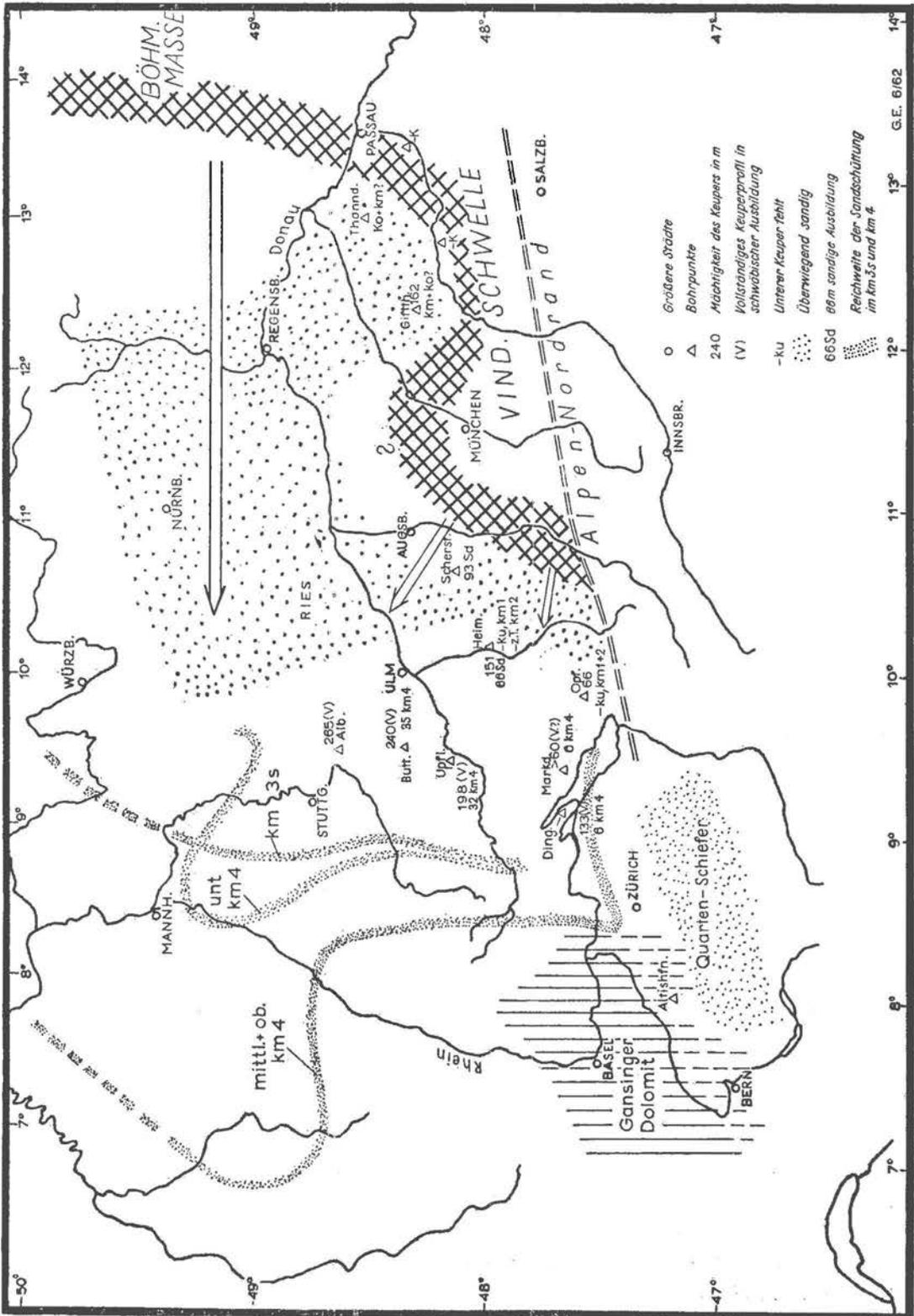


Abb. 5. Versuch einer paläogeographischen Karte für die Zeit des höheren Mittleren Keupers (Stubensandstein, Burgsandstein) unter Auswertung der Darstellungen von Lang (1911), Vollrath (1928), Frank (1937) und G. Wagner (1960). Das Hauptliefergebiet für das sandige Material ist im Osten anzunehmen; die Pfeile deuten die wichtigsten Transportrichtungen für den Stuben- u. Kiesel sandstein an. ku = Unterer Keuper, km = Mittlerer Keuper (km 1 = Gipskeuper, km 2 = Schilfsandstein, km 3 s = Kiesel sandstein in den Bunten Mergeln, km 4 = Stubensandstein), ko = Oberer Keuper (Rhät).

Mit Hilfe einer Abschätzung der im Sedimentationsbecken angesammelten Massen versuchte R. LANG (1911) die Größe und Höhe dieses Gebirges zu rekonstruieren, welches demnach eine mächtige Ausdehnung bis an den Rand der Südalpen erreicht haben sollte. Die Bohrungen der letzten Jahre haben jedoch gezeigt, daß das Vindelizische Land mindestens im Norden und Westen weniger weit gereicht hat, als früher angenommen wurde. Bei Albershausen, Buttenhausen, Upflamör und Dingelsdorf wurden vollständige Keuperprofile wie in den württembergischen Tagesaufschlüssen durchörtert. Bei Heimertingen fehlen Lettenkeuper und Gipskeuper, in Scherstetten ist nur sandige Trias, wahrscheinlich Stubensandstein in 93 m Mächtigkeit angetroffen worden. Auch die Bohrung Opfenbach hat einen geringer mächtigen, stark sandig ausgebildeten Keuper erschlossen. Aber auch im östlichen Bayern muß die Ausdehnung des ablagerungsfreien Vindelizischen Landes vielleicht reduziert werden. In der Bohrung Thandorf liegt Rhät über Kristallin, und ein Teil der bei Giftthal durchteuften terrestrischen Sedimente könnte möglicherweise in die Keuperzeit fallen (BOIGK 1962). Danach könnte der Regensburger Keuper, der mit Bunten Mergeln über Rotliegendem einsetzt, vielleicht in einer Ausbuchtung noch weiter nach Süden gereicht haben.

Nach den Untersuchungen SCHNITZERS (1961) im Benker Sandstein und Burgsandstein der Oberpfalz liegen dort große, einheitliche Sedimentfächer vor im Gegensatz zur Buntsandsteinzeit, während der noch viele einzelne Sandfächer voneinander unterschieden werden können (SCHNITZER 1957). Dies ist nach SCHNITZER ein Hinweis dafür, daß das Liefergebiet im Keuper wahrscheinlich weiter entfernt gelegen hat als im Buntsandstein. Im Schweizer Raum sind während der gleichen Zeit relativ gering mächtige Dolomite und feindsandige Schiefer, die sogenannten Quartenschiefer abgelagert worden, deren Liefergebiet unbekannt ist.

Wenn man den Versuch macht, das ablagerungsfreie Vindelizische Land nach diesen neuen Erkenntnissen zu umgrenzen (Abb. 5), so kommt man auch für die Glanzzeit dieses Landes zu einem relativ kleinen Gebilde, vor allem dann, wenn man es nicht wesentlich weiter nach Süden als bis zum heutigen Alpennordrand reichen läßt, wie es heute von vielen Seiten angenommen wird (z. B. SCHMIDT-THOMÉ 1962). Woher sind dann aber die gewaltigen Sedimentmassen unserer Stubensandstein-Formation gekommen? Wie teilweise im Buntsandstein, so ist vielleicht auch im mittleren Keuper die Böhmisches Masse im Osten, also nicht das Vindelizische Land im Südosten, Hauptlieferant gewesen. Die weit nach Westen und Nordwesten vorstoßenden Sandfächer und die stark abnehmende Mächtigkeit des Stubensandsteins im Süden (Dingelsdorf und Markdorf je 6 m) passen gut in diese Vorstellung. Bei Schrägschichtungsmessungen im Tübinger Raum hat sich eine rein westliche Haupttransportrichtung ergeben (LÜTKEHAUS 1960).

Die kleinere Landmasse im Raume von München hat sich offenbar nur in der näheren Umgebung ausgewirkt.

5. Für die Verteilung von Land und Meer im Lias sind die neueren Bohrergebnisse bereits von DORN (1958) und TRÜMPY (1959) ausgewertet worden. Gegenüber der Keuperzeit ist eine Ausbuchtung des Ablagerungsraumes südlich von Regensburg nicht mehr nachzuweisen, und die Böhmisches Masse rückt als Festland vielleicht wieder etwas weiter nach Westen vor. Die Westgrenze des Vindelizischen Landes fällt etwa mit den Grenzen im Muschelkalk und Keuper zusammen (Abb. 6).

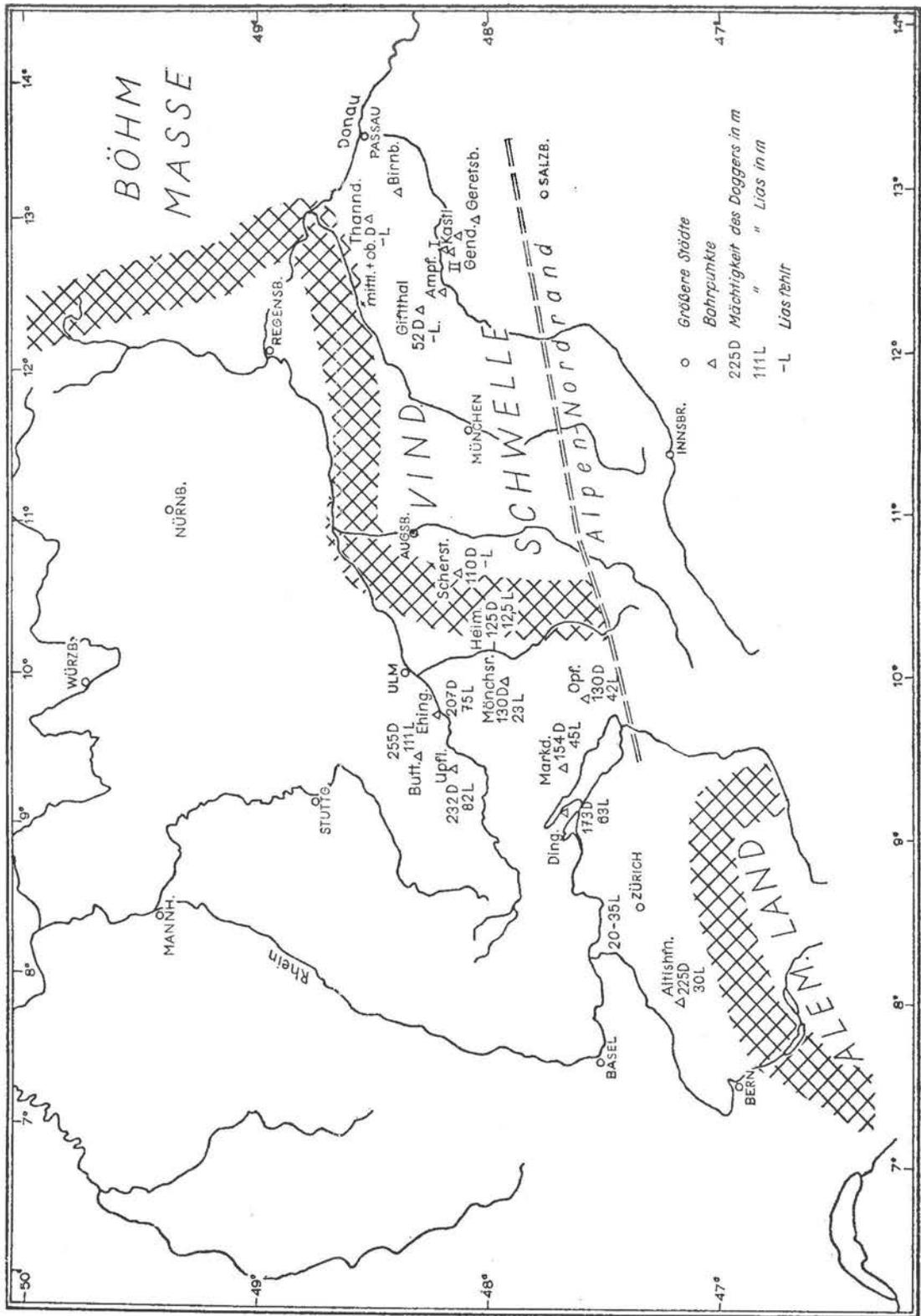


Abb. 6. Verteilung von Land und Meer zur Liaszeit in Anlehnung an Darstellungen von Dorn (1958) und Trümpy (1959). — Anmerkung: Seit der Drucklegung sind zwei neue Bohrungen bekannt geworden, welche die Vindelische Schwelle im Bereich von Augsburg noch mehr einengen: Bohrungen Balzhäuser 1, ca. 12 km WNW Scherstetten, mit 12 m rein kalkig-tonmergeligem Lias und Bohrung Gablingen 4, ca. 10 km NW Augsburg, die etwas reduzierten Lias transgressiv über Knollenmergel antraf (Porth 1963).

In der Schweiz taucht nun aber ein neues Festland auf, das sogenannte Alemannische Land, und zwar an der Stelle, wo im Keuper nur die sehr gering mächtigen Gansinger Dolomite und Quartenschiefer abgelagert worden waren. Der Küstenverlauf dieser großen Insel bleibt nicht konstant, sondern verändert sich von Stufe zu Stufe der verschiedenen Liasablagerungen (TRÜMPY 1959).

Inwiefern tritt jetzt das Vindelizische Land als Materiallieferant für die Verfüllung des Liasmeeres in Funktion? Die einzigen gröber körnigen Sedimente im Lias, die uns nähere Auskunft auf diese Frage geben könnten, kommen im Lias *a* vor und bestehen aus sehr feinkörnigen, gut sortierten, fast reinen Quarzsanden.

Wie ALDINGER (1953) gezeigt hat, müssen wir aber sowohl für diese Sande als auch für den auffälligsten Sandhorizont des schwäbischen Doggers, den Personatensandstein, einen Materialtransport von Süden oder eher noch aus Südwest annehmen. Das Liefergebiet lag wahrscheinlich weit entfernt und kann nicht näher bezeichnet werden. Das Vindelizische Land hat nur lokal etwas gröbere Sandbeimengungen zuführen können, wobei es sich evtl. um umgelagerte Keupersande handelt. Ähnliches gilt auch für die Doggersandsteine Nordbayerns, von denen SCHRÖDER (1962) aus Schwermineraluntersuchungen annimmt, daß sie zum Teil von der Böhmisches Masse im Osten und von der Rheinischen Masse im Nordwesten und nur zu einem kleinen Teil vom Vindelizischen Land herkommen. Die Frage, ob im Lias eine Verbindungsstraße zwischen dem süddeutschen Becken und dem Ablagerungsraum der Gesteine der nördlichen Kalkalpen bestanden hat, ist leider noch nicht endgültig geklärt, wenn auch viele Autoren dazu neigen, diese Frage zu bejahen (z. B. DORN 1958, WISSNER 1958, LEMCKE und R. WAGNER 1961, TRÜMPY 1962). Hier spielen ja tektonische Konzeptionen immer noch eine entscheidende Rolle.

6. Im Dogger werden große Teile des Vindelizischen Raumes vom Meere überflutet. Die Alemannische Insel der Lias-Zeit verschwindet weitgehend. Die Kalkoolithe des Haupttrogensteins und die Echinodermenkalke des Schweizer Jura reichen nach TRÜMPY wahrscheinlich bis an den Nordrand des Aare-Massivs, sind aber noch als ausgesprochene Flachwassersedimente anzusehen. Eine noch von DORN (1958) östlich des Bodensees angedeutete kleinere Insel ist nach dem Befund der Bohrung Opfenbach mit 130 m Braunjura in vorwiegend toniger, schwäbischer Ausbildung sehr fraglich geworden. TRÜMPY (1959 und 1962) hält auch einen weiter östlich angenommenen Restteil des Vindelizischen Landes nicht für erwiesen. Der Dogger zeigt in dieser Richtung zwar eine Mächtigkeitsabnahme, gleichzeitig aber verlangsamte oder unterbrochene Sedimentation bei bleibender mariner Fauna, also Kondensation. Insofern könnte auch weiter östlich eine sedimentationsfreie, submarine Schwelle existiert haben. Gesichert ist, daß südöstlich von Regensburg das Meer im Oberen Dogger weit nach Osten vordringt und das süddeutsche mit dem polnisch-russischen Doggermeer verbindet. Außerdem ist durch die Bohrung Gifthal mit 52 m kalkig-mergeligem Dogger (BOIGK 1962) nachgewiesen, daß das Doggermeer weit nach Süden bis in den Raum von Landshut gereicht hat. Für die Zeit des obersten Doggers nimmt E. WEBER (1959, Abb. 1) eine völlige Überflutung des ehemaligen Vindelizischen Landes an, abgesehen von einer sehr hypothetischen schmalen nordalpinen Randschwelle. Daß etwa noch vorhandene Reste des Vindelizischen Landes keine wesentlichen Materialzubringer für das Doggermeer mehr gewesen sein können, liegt auf der Hand. Wir können auch beim Studium der Sedimentations-

verhältnisse in den heutigen Meeren immer wieder beobachten, daß kleinere Inseln oder Inselgruppen nur ganz unbedeutende Sedimentlieferanten für ihre weitere Umgebung sind gegenüber dem dominierenden Einfluß großer Flußmündungen, die weit ausgedehnte Festlandsareale entwässern.

7. Für den **Malm** ist schon seit längerer Zeit bekannt, daß das gesamte Vindelizische Land vom Meer überflutet war. Die Schichten des Weißjura sind nahezu in allen Bohrungen im Molassevorland der Alpen in kalkig-mergeliger Ausbildung angetroffen worden. Da als klastische Komponente überall nur sehr feinkörniges Material auftritt, sind auch einzelne, inselartige Aufragungen des ehemaligen Landes unwahrscheinlich, abgesehen von den Verlandungserscheinungen im höchsten Malm. Trotzdem macht sich das ehemalige Vindelizische Land durch bestimmte fazielle Differenzierungen in der Gesteinsausbildung noch bemerkbar. Gegenüber der geschichteten Fazies des mittleren und höheren Malm im schwäbischen und helvetischen Raum (*J. SCHNEIDER* 1962, Abb. 1) fällt der Raum von Memmingen - Augsburg durch überwiegende Massenkalkausbildung und besonders früh einsetzende Verschwammung und Riffschuttbildung auf.

Es liegt deshalb nahe, dort eine flache submarine Schwelle anzunehmen, auf der das Riffwachstum früher beginnen konnte als in den Nachbargebieten. Nach *ROLL* (1940) taucht der Bereich der südlichen Frankenalb im Oberen Malm zuerst wieder aus dem Jurameer auf, was sich mit der vorherigen Annahme gut vereinbaren läßt.

Auch bei den Bohrungen zwischen Isar und Inn (*NATHAN* 1949) hat sich gezeigt, daß Schwammwachstum und Hornsteinbildung schon im unteren Malm einsetzen und die mergelige Gesteinsausbildung demgegenüber stark zurücktritt. Dies sind wiederum Hinweise für einen flacheren Meeresbereich, den keine nennenswerte terrigene Sedimentzufuhr erreicht hat.

Unter dem Schweizer Molasseland ist südlich von Zürich in der Bohrung Küsnacht (*BÜCHI* u. a. 1961) und zwischen Zürich und Bern in der Bohrung Altishofen Weißjura in gleicher Ausbildung wie im Schweizer Jura nachgewiesen. Der höhere Malm fehlt jedoch in beiden Bohrungen. Daraus darf aber nicht ohne weiteres geschlossen werden, daß dieses Gebiet schon während des höheren Malm wieder aufgetaucht ist, denn durch eine Bohrfolge im Raume östlich von München zwischen Neuötting und Salzburg (vgl. Abb. 6) ist uns der Beweis geliefert worden, daß mindestens lokal kräftige Abtragungsvorgänge im Bereich des Vindelizischen Landes geherrscht haben (*OSCHMANN* 1957, *BECKMANN* 1958, *BERGER* 1959). Betrachten wir nur die vortertiäre Schichtfolge, so ergeben sich auf engem Raum ganz erhebliche Unterschiede (Mächtigkeiten in m, aufgerundet) :

Bohrung	Birnbach	Ampfing	Kastl 2	Gendorf 1	Kastl 1	Geretsberg 1
Oberkreide	1 000	400	50	fehlt	fehlt	fehlt
Unterkreide		fehlt	15	"	"	"
Purbeck		60	fehlt	60	"	"
Malm		500	110	430	"	"
Oberkarbon		?	?	80	28	vorh.

Das steilgestellte Oberkarbon unter flach gelagertem Malm oder Tertiär zeigt einschneidende postoberkarbone tektonische Vorgänge an. Das Auskeilen des Malm und der Kreide auf engstem Raum ist nicht primär, sondern durch nachträgliche Abtragung bedingt, sonst müßten bei ihrem Vorhandensein landnahe Einflüsse auffallen. Nach OSCHMANN (1957) ist die Landshut-Neuöttinger Schwelle, welche die Oberkarbonvorkommen enthält und ein Querelement zur Längserstreckung des ehemaligen Vindelizischen Landes darstellt, an der Wende Kreide — Tertiär aufgestiegen und stellenweise bis auf das Oberkarbon abgetragen worden, bevor das Tertiärmeer dieses Gebiet überflutete. Es ist denkbar, daß solche Vorgänge auch in anderen Teilen des Vindelizischen Landes stattgefunden haben. Jedenfalls kann man die Vindelizische Schwelle nach diesen Erfahrungen nicht mehr als eine tektonisch stabile Einheit ansehen, die nur in ihrer Gesamtheit Hebungen und Senkungen mitgemacht hat.

8. Am Ende der Jurazeit und in der Kreide wurden große Teile des Vindelizischen Gebietes wieder Festland. Dieses war nun aber einbezogen in ein großes süddeutsches Festlandsareal, das von da an bis heute im wesentlichen Land blieb. Das Kreidemeer drang jedoch im östlichen Bayern von Süden her nach Norden vor in ein Gebiet, in dem sich schon im Oberkarbon und Rotliegenden, im Keuper und im Dogger gewisse Senkungstendenzen angedeutet hatten. Erst im Tertiär kehren sich die Verhältnisse völlig um. Da, wo einmal die Vindelizische Schwelle gelegen haben muß, entsteht nun die Molasse-Vortiefe der Alpen, die von dem Schutt des werdenden Gebirges verfüllt wird. Es ist jedoch möglich, daß sich Bauelemente des ehemaligen Vindelizischen Landes noch in der Ausbildung des Tertiärs bemerkbar machen.
9. Kehren wir zu der eingangs gestellten Frage zurück, so lassen sich die geologischen Vorgänge an unserem Beispiel einer Hochzone folgendermaßen zusammenfassen: Auch nach unserer heutigen Kenntnis ist der während des Mesozoikums ständig absinkende süddeutsche Ablagerungsraum, in dem sich 1500 - 1800 m Sedimente anhäufen konnten, gegen Südosten durch ein langgestrecktes Gebiet geringerer Absenkung begrenzt gewesen. In diesem Raum, den wir am besten als Vindelizische Schwelle bezeichnen, sind während der gleichen Zeit überhaupt keine oder wesentlich geringer mächtige Sedimente abgelagert worden.

Gelegentlich hat die aufgetauchte Schwelle auch Abtragungsschutt in das nördlich vorgelagerte Becken entsandt; ihre Bedeutung als Materiallieferant ist aber früher sicher stark überschätzt worden. Es ist fraglich, ob je einmal ein Vindelizisches Gebirge im Sinne eines Hochgebirges existiert hat. Die größte Ausdehnung als sedimentationsfreies Gebiet hat die Vindelizische Schwelle wahrscheinlich während der Buntsandsteinzeit besessen. Im Muschelkalk und Keuper schmilzt ihr Areal gegenüber älteren Vorstellungen stark zusammen, im Lias gewinnt sie wieder etwas Landfläche hinzu, um dann aber im Dogger und Malm langsam unter dem Meeresspiegel zu versinken. Die Vindelizische Schwelle war kein einheitliches, stabiles tektonisches Gebilde. Sie wird von einer Depression östlich des Bodensees und möglicherweise einer weiteren Depression im östlichen Bayern querschnitts durchschnitten. Außerdem ist mit kleiner dimensionalen tektonischen Bewegungen innerhalb ihres Bereiches zu rechnen, die zu lokaler Abtragung älterer Sedimente geführt haben. Aus diesen Überlegungen wird ersichtlich, daß eine endgültige Klärung der geologischen Vorgänge im Bereich dieser Hochzone niemals möglich sein

wird. Die Ausschaltung der benachbarten Vindelizischen Schwelle als entscheidenden Materiallieferanten für die Füllung des süddeutschen Beckens zeigt uns aber andererseits, daß auch die Frage nach der Herkunft der mesozoischen Sedimente oft sehr schwer zu beantworten ist, weil dafür meist viel weiter entfernt gelegene Hochgebiete in Betracht kommen.

Manuskript eingegangen im Monat Oktober 1962.

SCHRIFTTUM

- ALDINGER H. : Die Herkunft der sandigen Ablagerungen im schwäbischen Lias und Dogger. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 97, Stuttgart 1953.
- BECKMANN H. : Struktur Kastl — Gendorf. — Z. deutsch. geol. Ges., 109, Hannover 1958.
- BERGER W. : Die oberkarbonen Pflanzenreste der Bohrung Kastl 1 bei Altötting/Obb. — Geol. Bavarica, 40, München 1959.
- BOIGK H. : Die westdeutsche Erdöl- und Erdgasexploration im Jahre 1961. — Erdöl und Kohle, 15, Hamburg 1962.
- BRINKMANN R. : Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsandsteinbecken. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. IV, 32, Berlin 1933.
- BROCKERT M. : Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie des Lias zeta in Baden-Württemberg. — Diss. Tübingen 1959.
- BÜCHI U. P. : Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal. — Diss. Zürich, Bodan A. G., Kreuzlingen 1950.
- BÜCHI U. P. u. a. : Geologische Ergebnisse der Bohrung Künsnacht 1. — Bull. Ver. Schweizer Petrol.-Geol. u. -Ing., 28, Nr. 74, Basel 1961.
- CADISCH I. : Geologie der Schweizer Alpen. — 480 S., Basel (Wepf) 1953.
- CARLÉ W. : Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. — Beih. Geol. Jb., 16, Hannover 1955.
- CARLÉ W. & STRÖBEL W. : Zur tektonischen Deutung des Muschelkalk-Aufbruches von Ellenweiler, Kreis Backnang. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., 42, Stuttgart 1960.
- CLOSS H. & HAHN A. : Bemerkungen zur Karte der Schwerestörungen des deutschen Alpenvorlandes. — Geol. Jb., 72, Hannover 1957.
- DEHM R. : Das Nördlinger Ries und die Meteortheorie. — Mitt. bayr. Staatssammlung Paläont. Histor. Geol., 2, München 1962.
- DORN P. : Problematik des Vindelizischen Landes. — Z. Geologie, 7, Berlin 1958.
- EISSELE K. : Sedimentpetrographische Untersuchungen am Buntsandstein des Nordschwarzwaldes. — Diss. Stuttgart 1955.
- FRANK M. : Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz. — N. Jb. Min. Geol. Paläont. Beil. B., 64, B. Stuttgart 1930.
- FRANK M. : Ergebnisse neuer Untersuchungen über Fazies und Bildung von Trias und Jura in Südwest-Deutschland. — Geol. Rdsch., 28, Stuttgart 1937.
- FRANK M. : Paläogeographischer Atlas von Südwestdeutschland. — Mitt. Geol. Abt. Württ. Stat. L.-Amt, Nr. 17, Stuttgart 1937.
- GRÜNVOGEL E. : Rheinische Gräben (südlich des Bodensees verglichen mit dem Oberrheintalgraben. — Jb. Voralberger Landesmus.-Vereins, 1960.
- GWINNER M. P. : Geologie des Weißen Jura der Albhochfläche (Württemberg). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 115, Stuttgart 1962.
- HERRMANN A. : Epirogene Bewegungen im germanischen Buntsandsteinbecken und deren Bedeutung für lithostratigraphische Parallelisierungen zwischen Nord- und Süddeutschland. — Geol. Jb., 81, Hannover 1962.
- ILLIES H. : Der mittlere Dogger im badischen Oberrheingebiet. — Ber. Naturf. Gesch. Freiburg i. Br., 46, 1956.

- ILLIES H. : Prinzipien der Entwicklung des Rheingrabens, dargestellt am Grabenabschnitt von Karlsruhe. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 31, 1962.
- KIEFER W. : Die Tertiärschotter von Alpersbach im südlichen Schwarzwald und ihre Bedeutung für die Gestaltungsgeschichte Südwestdeutschlands im Jura und Tertiär. — N. Jb. Min. B. B., 72, Abt. B., Stuttgart 1934.
- KNAPP G. : Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Hauptmuschelkalkes der Eifel. — Geol. Mitt. T. H. Aachen 2, H. 2, Aachen 1961.
- KOPP J. : Die Ergebnisse der Erdölbohrung Altishofen. — Mitt. Naturf. Ges. Luzern, 17, 1955.
- LAEMMLEN M. : Keuper. — Lex. Strat. Intern. Vol. I, 5 d 2, Paris 1958.
- LANG R. : Das Vindelizische Gebirge zur mittleren Keuperzeit. — Jh. Ver. Vaterl. Naturkunde Württ., 67, Stuttgart 1911.
- LEMCKE K. : Ein jungpaläozoischer Trog unter dem süddeutschen Molassebecken. — Z. deutsch. Geol. Ges., 113, Hannover 1961.
- LEMCKE K. & WAGNER R. : Zur Kenntnis des vortertiären Untergrundes im Bodenseegebiet. — Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., 27, Basel 1961.
- LUCIUS M. : Übersicht über die Geologie Luxemburgs. — Z. deutsch. geol. Ges., 103, Hannover 1952.
- LÜTKEHAUS M. : Schüttungsrichtungen im Stubensandstein bei Entringen. — Meldearbeit Univ. Tübingen 1960.
- MEESMANN P. : Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintals. — Diss. Basel, Basel 1925.
- MURAWSKI H. : Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. — Notizbl. hess.-L.-Amt Bodenforsch., 88, Wiesbaden 1960.
- NATHAN H. : Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayrischen Innviertel. — Geol. Bavarica, 1, München 1949.
- OSCHMANN F. : Stratigraphie, Paläogeographie und Fazies in der ostbayrischen Molasse und deren oberkretazischem Untergrund. — Erdöl und Kohle, 10, Hamburg 1957.
- PERRIAUX J. : Contribution à la Géologie des Vosges gréseuses. — Mém. Serv. Carte géol. d'Alsace-Lorraine, Strasbourg 1961.
- PFEIFFER W. : Das Vindelizische Land. — Erdgeschichtliche und landeskundliche Abh. aus Schwaben und Franken, H. 5, Oehringen (Ferd. Rau) 1923.
- PORTH H. : Die westdeutsche Erdöl- und Erdgasexploration im Jahre 1962. — Erdöl und Kohle, 16, H. 4, Hamburg 1963.
- RENZ H.H. : Zur Geologie der östlichen St. Gallisch-appenzellischen Molasse. — Jb. St. Gall. Naturwiss. Ges., 69, St. Gallen 1937.
- RICHTER-BERNBURG G. : Über saline Sedimentation. — Z. deutsch. geol. Ges., 105, 4. T., Hannover 1955.
- ROLL A. : Tektonische Bemerkungen zu einer geologischen Karte der süddeutschen Frankenalb. — Z. deutsch. geol. Ges., 92, Berlin 1940.
- ROLL A. : Der unmittelbare Nachweis des Vindelizischen Rückens unter der süddeutschen Molasse. — Geol. Rdsch., 40, Stuttgart 1952.
- SAUER K. : Beiträge zur Stratigraphie von Callovien und Oxfordien am SW-Fuß und auf der SE-Abdachung des Schwarzwaldes. — Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., 34, Freiburg 1953.
- SCHMIDT-THOMÉ P. : Paläogeographische und tektonische Strukturen im Alpenrandbereich Südbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., 113, Hannover 1962.

- SCHNEIDER J. : Der Jura in Erdölbohrungen des westlichen Molassetroges. — Hermann Aldinger-Festschr., Stuttgart 1962.
- SCHNITZER W.A. : Die Lithologie und Paläogeographie des Buntsandsteins am Westrand der Böhmisches Masse. — Erlanger Geol. Abh. H. 24, Erlangen 1957.
- SCHNITZER W.A. : Petrographie des Benker Sandsteins in der Tiefbohrung Berneck b. — Geol. Bl. NO-Bayern, 11, H. 1. Erlangen 1961.
- SCHÖNENBERG R. : Über eine Biegefalte im Lias alpha bei Bonlanden a. d. F. — Jh. Ver. vaterländ. Naturkde. Württ., 116, Stuttgart 1961 (a).
- SCHÖNENBERG R. : Eine Flexur im Oberen Muschelkalk bei Schwieberdingen (Glems) — Ebenda, 117, Stuttgart 1962.
- SCHÖNENBERG R. : Die Tektonik im Westalb-Hegau-Bodenseegebiet und ihre Bedeutung für den tertiären Vulkanismus. — Fortschr. Min., 39, 2, Stuttgart 1961 (b).
- SCHRÖDER B. : Schwermineralführung u. Paläogeographie des Doggersandsteins in Nordbayern. Erlanger Geol. Abh. H. 42, Erlangen 1962.
- SEIFERT A. : Schrägschichtung im mittleren Buntsandstein des Saarlandes und angrenzender Gebiete. — Z. deutsch. geol. Ges., 94, Berlin 1942.
- SINDOWSKI K.H. : Schüttungsrichtungen und Mineral-Provinzen im westdeutschen Buntsandstein. — Geol. Jb., 73, Hannover 1957.
- STAHLLECKER R. : Brauner Jura und Tektonik im Kirchheim-Uracher Vulkangebiet. — N. Jb. Min. BB 59, Abt. B, Stuttgart 1926.
- STILLE H. : Rheinische Gebirgsbildung im Kristianiagebiete und in Westdeutschland. — Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F. H. 95, Berlin 1925.
- STILLE H. : Betrachtungen zum Werden des europäischen Kontinentes. — Z. deutsch. geol. Ges., 97, Berlin 1947.
- TEICHMÜLLER R. : Die Entwicklung der subvariscischen Saumsenke nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnis. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 3, T. 3, Krefeld 1962.
- TRÜMPY R. : Der Lias der Glarner Alpen. — Denkschr. Schweiz Naturf. Ges. LXXXIX, Zürich 1949.
- TRÜMPY R. : Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias und Dogger im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. — Eclog. geol. Helvet., 52, Basel 1959.
- TRÜMPY R. : Mesozoischer Untergrund und ältere Meeresmolasse im schweizerischen und ober-schwäbischen Molassebecken. — Erdöl Z. Bohr- u. Fördertech., 78, Nr. 9, Wien 1962.
- VOLLRATH P. : Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte des mittleren und oberen Keupers in Südwestdeutschland. — N. Jb. Min. Geol. Paläont., B B 60, Abt. B, Stuttgart 1928.
- VOLZ E. : Geologische Ergebnisse neuerer Erdölbohrungen in Oberschwaben. — Arb. Geol. Paläont. Inst. d. T. H. Stuttgart N. F. Nr. 9, Stuttgart 1957.
- VOLZ E. : Geologische Ergebnisse einiger Erdölbohrungen im westlichen Molassebecken. — Erdöl u. Kohle 12, H. 4, Hamburg 1959.
- WAGNER G. : Muschelkalkmeer und Tethys. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F., 38, Stuttgart 1956.
- WAGNER G. : Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte, 3. Aufl., Öhringen (Rau) 1960.
- WAGNER R. : Der Jura des westlichen Molassebeckens. — Vortrag 82. Tagung Oberrhein. Geol. Ver., Ulm 1961.

- WEBER E. : Die Dogger/Malm-Grenzschichten in der Bohrung Scherstetten E. — *Geologica Bavarica*, 40, München 1959.
- WEISKIRCHNER W. : Untersuchungen und Überlegungen zur Entstehung des Rieses. — *Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. N. F.* 44, Stuttgart 1962.
- WIRTH E. : Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrung Upflamör 1, Schwäbische Alb. — *Jber. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver.*, 42, Stuttgart 1960.
- WIRTH E. : Die geologischen Ergebnisse der Erdölexploration in der Rheinebene zwischen Offenburg und Lahr. — *Erdöl u. Kohle, Erdgas-Petrochemie* 15, Hamburg 1962.
- WISSNER U. : Ammonitenfauna und Stratigraphie der Lias-Fleckenmergel, Sinemurian bis Domerian in den Bayrischen Alpen. — *Diss. Tübingen* 1958.
- WURSTER P. : Schüttung des Schilfsandsteins im mittleren Württemberg. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1958, 11, Stuttgart 1958.
- WURSTER P. : Kreuzschichtung im Buntsandstein von Helgoland. — *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*, 29, Hamburg 1960.
- WURSTER P. : Erd- und landschaftsgeschichtliche Entwicklung der Fränkischen Mulde (Eichelberg, Stromberg, Löwensteiner Berge, Bauland). — *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F.* 45, Stuttgart 1963.

La raison d'être des fronts de schistosité dans les séries plissées

par P. FOURMARIER

membre de l'Académie royale de Belgique
correspondant de l'Institut de France
professeur émérite de l'Université de Liège

La raison d'être des fronts de schistosité dans les séries plissées¹⁾

par P. FOURMARIER

membre de l'Académie royale de Belgique
correspondant de l'Institut de France
professeur émérite de l'Université de Liège

Depuis de nombreuses années, je poursuis des recherches sur les déformations mineures des roches ; le *clivage schisteux*, c'est-à-dire le débitage en feuillets relativement minces, généralement obliques à la stratification a retenu spécialement mon attention. J'ai pris ce terme comme synonyme de *schistosité* à l'exemple des auteurs classiques de langue française, tels Albert de Lapparent et Emile Haug.

D'autres déformations mineures affectent aussi les roches schisteuses ; les unes ne sont qu'un cas particulier du clivage oblique lorsque le feuilletage s'oriente parallèlement à la stratification, sauf dans les charnières des plis ; c'est alors la *pseudo-foliation*. Dans d'autres conditions, le clivage est remplacé par des microplis dont le plan axial est oblique aux strates ; c'est le *microplissement*. Enfin, là où le métamorphisme atteint le stade des gneiss et des micaschistes, le feuilletage est parallèle à la stratification, non seulement sur les flancs des plis, mais aussi dans leurs charnières. C'est à cette disposition que j'ai réservé le nom de *foliation*.

Ces divers types de déformation ou d'arrangement de la matière des roches ne sont pas distribués au hasard. Dans une série plissée très épaisse et de nature sensiblement homogène, la succession est généralement la suivante de haut en bas : sous une certaine épaisseur de terrains dépourvus de schistosité, même s'ils sont fortement plissés, se trouve une zone à clivage schisteux, consistant tout d'abord en une simple fracturation oblique aux strates, donnant ainsi des feuillets plus ou moins grossiers parfois fins et réguliers suivant la nature de la roche ; c'est le *clivage de fracture*. Plus bas, la surface des feuillets apparaît luisante ; la matière est laminée avec orientation des minéraux constituants, déformation marquée des fossiles, halos d'étirement autour de points résistants ; c'est la *schistosité de flux*.

Le microplissement et la foliation font leur apparition à plus grande profondeur encore, en rapport avec un développement plus accusé du métamorphisme.

Dans divers travaux, j'ai insisté sur le fait important, qui a frappé aussi d'autres observateurs : Le clivage schisteux n'apparaît qu'à une certaine distance sous le niveau

¹⁾ Note présentée en juillet 1961 au Congrès annuel de l'Association française pour l'Avancement des Sciences (Reims) et dont un résumé paraîtra dans la Revue générale des Sources pures et appliquées (Paris).

stratigraphique le plus élevé de la série sédimentaire soumise au plissement. En d'autres termes, il existe une charge-limite indispensable pour que le clivage schisteux se produise à l'échelle régionale. Cette observation m'a conduit à admettre l'existence d'un *front supérieur de schistosité*.

Sous ce front, le débitage en feuillets va se développant de plus en plus, avec passage progressif de la schistosité de fracture à la schistosité de flux, en même temps que s'accuse davantage le métamorphisme des sédiments. Ces seuls faits d'observation font penser immédiatement à une relation de cause à effet entre la pression statique et la température d'une part, le développement du clivage d'autre part. Il semblerait donc logique de supposer que ce type de déformation mineure doit s'accroître plus encore dans les zones profondes où dominent les séries cristallophylliennes.

Cependant il n'en est rien. Comme je l'ai déjà annoncé au début de cette note, la schistosité oblique aux strates disparaît, à partir d'une certaine profondeur, pour être remplacée par le microplissement et la foliation, cette dernière dominant tout à fait dans les zones très profondes.

J'ai été amené de ce fait à considérer l'existence d'un *front inférieur de schistosité*.

L'objet du présent article est d'essayer de préciser la raison d'être de ces deux fronts entre lesquels se localise le clivage schisteux proprement dit, considéré à l'échelle régionale ²⁾).

I. LE FRONT SUPÉRIEUR DE SCHISTOSITÉ

Il serait sans doute possible d'expliquer la présence d'un tel front par les lois de la mécanique et de la résistance des matériaux. Je préfère, pour ma part, me reporter uniquement aux faits d'observation qui seuls me permettent de tenir compte de la complexité de composition et d'allure des terrains comme de l'orientation changeante des forces en présence.

Dans l'hypothèse d'une zone plissée qui aurait échappé entièrement à l'érosion, les couches supérieures de l'ensemble affecté par le diastrophisme seraient restées dans le même état physique qu'au moment de la sédimentation ; elles seraient meubles, à l'exception de celles dont la composition minéralogique permet un début de lapidification très rapide. Sous l'action des efforts orogéniques, les roches meubles ne pourraient pas se débiter en feuillets. J'ai pu m'en convaincre, d'ailleurs, par des observations faites en Californie, aux environs de Ventura, où le Quaternaire a été déformé et redressé lors du plissement des chaînes côtières. Or, ce terrain, de même que le Tertiaire supérieur est resté à l'état meuble ; il faut descendre au niveau du Tertiaire inférieur pour trouver les premières roches atteintes par la lapidification ³⁾).

Cette simple constatation implique déjà l'obligation d'accepter comme une réalité l'existence d'un front supérieur de schistosité.

²⁾ On lira avec intérêt l'article ci-après : J. BELLIERE, Déformation plastique et déformation rupturelle. Publ. *Congrès géol. internat. XXIème session*, part. XVIII p. 257, Copenhague 1960.

³⁾ P. FOURMARIER, Observations sur le développement de la schistosité dans les séries plissées. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belg. 5ème sér.* t. XVIII, 1932.

Toutefois les relevés auxquels j'ai procédé sur le terrain, m'ont montré que le front de schistosité ne se situe pas à la limite séparative des terrains meubles et des sédiments lapidifiés ; il se trouve, au contraire, en pleine zone de lapidification.

J'ai rappelé ci-avant l'intervention d'une charge-limite ; celle-ci correspond au poids des terrains surincombants ; il est facile de le prouver car, dans une zone restreinte tout au moins, le front de schistosité coïncide avec un horizon stratigraphique, pour autant que les efforts de plissement soient les mêmes en tous les points de la zone considérée.

La charge statique ne suffit cependant pas à elle seule pour engendrer la schistosité ; dans les séries horizontales, si épaisses soient-elles, la schistosité n'existe pas, à moins qu'il y ait localement une déformation telle qu'un pli local ; même de minime envergure ⁴⁾. Il convient donc faire appel à un autre facteur.

Il ne faut pas perdre de vue, que le clivage schisteux est propre aux séries plissées. Les efforts qui ont pour effet d'engendrer les plis sont, par conséquent, à prendre en considération dans la genèse de la schistosité oblique aux strates. Je puis apporter une preuve à l'appui de cette thèse.

Lorsque j'ai parcouru la chaîne des Appalaches pour y étudier le comportement de la schistosité ⁵⁾, j'ai noté en deux endroits différents, à Mountain Lake d'une part, entre New Market et Luray d'autre part, la disposition que je reproduis dans la figure I. En chacun de ces points les couches sont déformées en un pli synclinal quelque peu déjeté. Le coeur du pli comprend un épais niveau de grès qui a, sans aucun doute, été un obstacle à la déformation. Il n'empêche que les schistes sous-jacents, sur les deux flancs du pli, présentent une schistosité oblique aux strates ; pas contre, à l'endroit de la charnière, les mêmes bancs ne sont pas clivés.

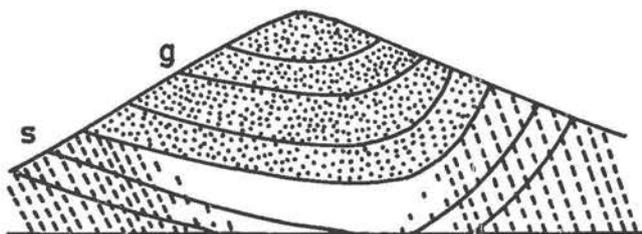


Fig. 1. Coupe entre New Market et Luray.

Cette observation est capitale dans la solution du problème qui m'occupe. On peut accepter, en effet, en première approximation, que dans le cas d'un pli simple comme celui de la figure I, la courbure même des bancs résulte de l'intervention de poussées locales de sens opposé, dirigées vers l'axe du pli, ou plus exactement suivant la perpendiculaire à son plan axial. Sous ce même effort, le noyau du pli tend à se déboîter à la manière d'un coin, provoquant un glissement des strates les unes sur les autres, vers le lieu de moindre résistance.

⁴⁾ P. FOURMARIER, A. DELMER et J. M. GRAULICH — Schistosité locale dans le Houiller de la Campine. *Ann. soc. géol. Belg.* t. LXXXI, 1957-1958, Liège.

⁵⁾ P. FOURMARIER — Essai sur la distribution, l'allure et la genèse du clivage schisteux dans les Appalaches. *Ann. soc. géol. Belg.* t. LX, Mém. Liège 1936.

J'ai représenté le sens du mouvement par les flèches P à la figure 2 qui intéresse à la fois un synclinal et un anticlinal ; le sens du glissement des bancs est marqué par g.

Dans l'exemple concret représenté à la figure I, on est tout naturellement porté à attribuer une influence prépondérante au glissement des bancs les uns sur les autres pour produire le clivage oblique. Mais avant de conclure affirmativement, il convient de scruter le problème davantage.

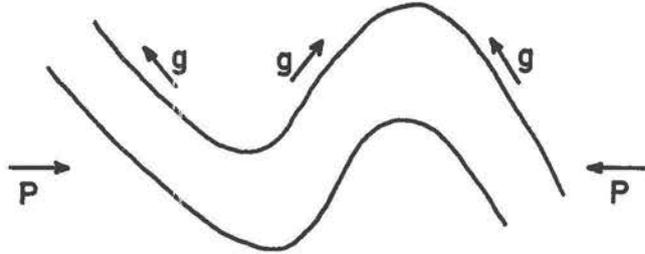


Fig. 2. Orientation des efforts dans un double pli.

On peut affirmer tout d'abord que la production du clivage schisteux est en relation avec un allongement et par conséquent un amincissement des bancs schisteux qui en sont affectés. Dans plusieurs chaînes plissées, j'ai eu la preuve de cet étirement par le déplacement des diaclases affectant un banc mince, résistant, interstratifié dans le schiste. J'en ai figuré des exemples pris en Angleterre (North Devon) ⁶⁾ comme dans les Appalaches.

Je reproduis cette disposition en la schématisant quelque peu dans la figure 3.

Une autre observation confirme la précédente : Lorsqu'un joint de stratification est souligné par la présence de nodules (calcaires par exemple) dans le schiste, ses éléments

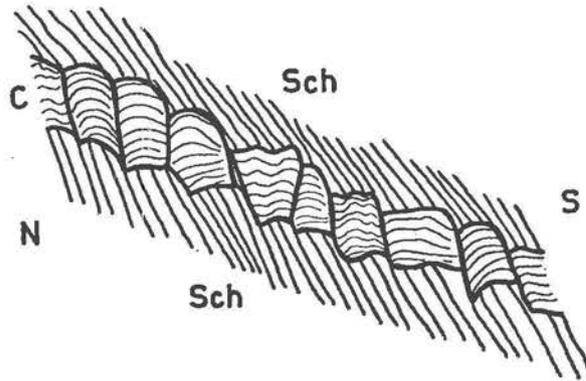


Fig. 3. Diaclases influencées par la schistosité.

⁶⁾ P. FOURMARIER — Un exemple typique de diaclases remaniées par le développement de la schistosité. *Ann. soc. géol. Belg. t. 59, Bull. Liège 1935-1936.*

constituants sont déformés ou déplacés de telle manière que leur grand axe s'oriente suivant les feuillettes de clivage.

La fig. 4 montre bien le changement qui s'est opéré dans la dispositions des nodules.

A l'appui, je citerai encore les fossiles déformés et la présence de halos (auréoles) d'étirement autour de grains résistants ou de cristaux (magnétite, pyrite, etc) disposés suivant les joints de clivage.



Fig. 4. Nodules déplacés et déformés en rapport avec la schistosité.

L'allongement correspond forcément à une diminution d'épaisseur du banc schisteux. La chose est bien mise en évidence lorsqu'une zone schisteuse, régulièrement affectée par le clivage oblique renferme un banc mince, du plus grande dureté, qui, par le jeu des plis secondaires, se trouve disposé obliquement ou même perpendiculairement au clivage. Dans ce cas, le banc mince est effecté de petits chiffonnages, comme s'il avait été replié sur lui-même à l'intervention d'un effort agissant sur sa tranche. J'en ai relevé des exemples très démonstratifs, notamment dans les Alpes, dans l'Apennin, dans les chaînes hercyniennes d'Europe. La figure 5 représente un banc mince, calcaire intercalé dans le schiste, et qui sous l'effort de plissement a été replié sur lui-même en accordéon. Les axes de ces plis minuscules coïncident sensiblement avec le clivage schisteux.



Fig. 5. Banc mince de calcaire replié sur lui-même en relation avec le clivage schisteux.

Aux endroits où un banc mince de cette nature est à peu près parallèle à la schistosité, il présente des traces d'étirement, mais ne forme pas de tels plis minuscules.

J'ai observé les bancs minces repliés sur eux-mêmes dans bien des endroits des chaînes plissées. J'y vois la preuve de l'écrasement et de l'amincissement des bancs schisteux en rapport avec l'apparition de la schistosité.

La thèse opposée a parfois été soutenue, mais je n'ai aucune raison pour abandonner ma manière de voir.

J'ai trouvé une confirmation intéressante de ce que je viens de rappeler dans le Devonshire (Angleterre) à l'endroit des falaises bordant la mer à Hele Bay près d'Ifracombe.

J'y ai relevé la coupe, représentée à la figure 6, dans des phyllades dont la stratification est soulignée par la présence d'un mince banc calcaireux (c) et aussi par l'alignement de petits nodules (n) étirés suivant le feuilletage de la masse phylladeuse. L'allure est celle d'un synclinal dejeté au nord.

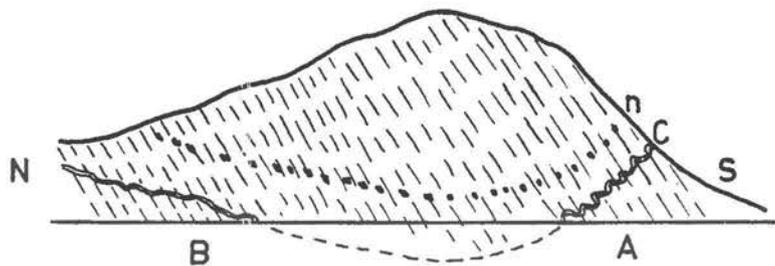


Fig. 6. Coupe à Hele Bay (Ifracombe, Devonshire).

Le feuilletage correspond à une belle schistosité de flux dont la direction est sensiblement ouest-est avec inclinaison de 55° vers le sud. Au point A, sur le flanc sud du pli, le banc calcaireux mince présente des plis minuscules très serrés ; en B, le même banc est affecté de plissements semblables mais beaucoup moins serrés.

La différence tient à ce que ce banc a été plus fortement comprimé suivant sa tranche en A qu'en B. En effet, si l'on estime la valeur de l'angle des joints de stratification avec le clivage, on constate qu'il est d'environ 70° en A et de 40° en B. Au premier de ces points, le banc est bien plus proche de la normale au clivage qu'en B.

On peut conclure de ces observations que le feuilletage oblique d'un banc de schiste, c'est à dire le clivage schisteux ou la schistosité, est produit par des contraintes qui lui sont perpendiculaires. C'est la confirmation d'une opinion déjà fort ancienne due à Sorby.

Le glissement des bancs les uns sur les autres ne peut à lui seul produire cet effet. Dans des séries de bancs au dessus du front supérieur de schistosité, on observe fréquemment des joints de stratification polis et striés ; c'est la preuve manifeste d'un frottement des bancs les uns sur les autres ; le clivage oblique ne s'est pas développé pour la cause. C'est une observation que l'on peut faire couramment dans le bassin houiller de Sambre-Meuse en Belgique, où le clivage n'existe que localement, là où des efforts anormaux se sont produits. Je dois à mon excellent confrère, M. l'Ingénieur B. Aderca communication d'une photographie prise dans les travaux souterrains d'un charbonnage belge. On y voit clairement la stratification soulignée notamment par la présence d'un banc mince de sidérose. Le schiste ne montre pas de trace de clivage oblique. On peut cependant prouver qu'il

a été soumis à un effort d'étirement ; en effet, le banc de sidérose est découpé par un réseau de diaclases perpendiculaires à la stratification ; ces joints ont du s'ouvrir puisqu'ils sont actuellement remplis par du quartz qui peut avoir plusieurs millimètres d'épaisseur ; s'il en est ainsi, c'est uniquement parce qu'il y a eu écrasement des bancs et tendance à leur allongement, sans cependant que les forces en action soient capables d'y faire apparaître le clivage oblique.

Ces simples faits d'observations suffisent à montrer que le clivage schisteux résulte d'un déplacement des bancs les uns par rapport aux autres, à condition que cet effort se fasse sous une charge statique suffisante pour manifester ses effets dans toute l'épaisseur des bancs. C'est la combinaison de ces deux forces en présence qui donne la résultante perpendiculaire au feuilletage.

La notion du front supérieur de schistosité trouve ainsi son explication. C'est uniquement par l'observation des faits que l'on peut estimer quantitativement l'épaisseur de la charge nécessaire. Je pense que, dans les conditions normales, elle est en moyenne de 5 000 mètres.

Il est à peine besoin d'ajouter que la nature lithologique joue un rôle considérable. Des roches douées d'une déformabilité plus grande ou relativement plastiques prennent la schistosité plus tôt que leurs voisines. Aussi l'alternance de roches de diverses natures rend parfois difficile le tracé du niveau stratigraphique auquel il convient de fixer l'emplacement du front supérieur.

A ce propos, je citerai un exemple remarquable que j'ai relevé dans la vallée de la Lahn en Allemagne (fig. 7).

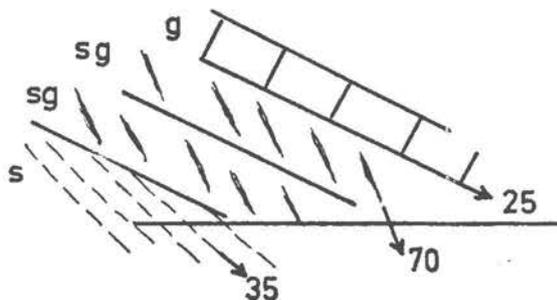


Fig. 7. Schistosité dans des bancs alternants de nature différente.

Dans le banc s, la schistosité oblique s'est développée normalement avec une pente relativement faible de 35 à 40° (les bancs inclinent de 25° W) ; dans les deux bancs de schiste gréseux, sg, on note la présence de joints plus espacés rappelant l'allure des joints de clivage du banc sous-jacent, mais de pente plus élevée (environ 70 à 75°). Or ces derniers joints se sont ouverts lors de la production du clivage et ont été remplis par une minéralisation en quartz. On verra dans cette disposition non seulement un argument en faveur de l'influence de la nature lithologique des terrains soumis aux efforts de plissement, mais encore un argument en faveur de la tendance à l'étirement des bancs lors de la production de la schistosité.

Dans la genèse du clivage schisteux, la nature lithologique des sédiments joue donc un rôle capital. C'est ainsi que des roches telles que les grès et les quartzites sont réfractaires à toute tendance au débitage en feuillets obliques. Cependant à Harpers Ferry dans les Appalaches, les quartzites de base du Cambrien sont atteints par une schistosité grossière ; c'est parceque, situés à la base de la série plissée, ils supportaient la charge statique la plus grande, lors du plissement.

Ce sont de telles observations qui m'ont conduit à la notion du *retard* ; elles mettent en relief l'influence de la nature lithologique ; celle-ci peut être une cause importante des variations dans le niveau stratigraphique auquel s'arrête le front supérieur de schistosité.

L'intensité des contraintes appliquées aux terrains est aussi à prendre en considération lorsqu'on cherche à comprendre les raisons de développement de la schistosité. Je citerai à ce sujet le fait que la schistosité est parfois plus marquée dans les bancs de la zone axiale d'un synclinorium que sur les flancs de ce pli de premier ordre ; c'est parceque le serrage énergétique y a compensé et au delà le déficit de charge ⁷⁾.

C'est pour la même raison que le feuilletage des schistes est spécialement bien développé lorsque les plis, sous le front de schistosité, prennent la forme isoclinale (fig. 8).

On y remarque le renflement très marqué du banc de schiste S dans la charnière ; un tel refoulement de la matière schisteuse résulte évidemment d'un effort de compression suivant les flèches P.P. normales au plan axial du pli, avec étirement et amincissement correspondant des flancs.

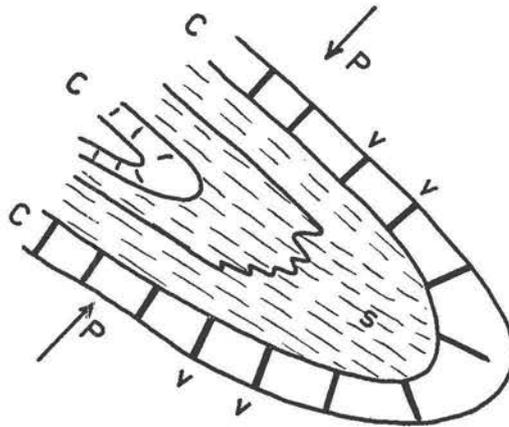


Fig. 8. Pli serré avec clivage dans un banc de schiste S et plis minuscules dans un banc mince plus résistant.

On note aussi que les diaclases des bancs résistants ont été élargies et minéralisées, devenant ainsi *des veines d'étirement*, v ⁸⁾.

En outre un lit mince plus résistant intercalé dans le banc de schiste présente, dans la charnière du pli de petits chiffonnages serrés (plis minuscules) qui s'expliquent aisément dans l'hypothèse d'un effort de compression suivant la perpendiculaire au plan axial.

⁷⁾ P. FOURMARIER et W. Van LECKWIJCK — La schistosité dans le Namurien d'Arnsberg (Westphalie) et dans les terrains sous-jacents. *Bull. cl. Sc. Acad. roy. Belgique*, 1955.

⁸⁾ La composante de la charge statique et de l'effort parallèle aux bancs tend à s'approcher de la normale aux strates, c'est à dire au plan axial.

Il n'est cependant pas indispensable qu'il y ait formation de plis isoclinaux pour que le clivage schisteux se dispose parallèlement à la stratification ; il suffit que l'écrasement et l'étirement soient suffisants. J'en ai donné une très belle preuve à la suite de l'étude de la coupe de la route de Loèche-les-Bains (Valais) ⁹⁾.

C'est le cas général dans les „zones dites des racines” des Helvétides dans les Alpes franco-suissees.

Il conviendrait peut-être de rappeler ici l'influence des failles et notamment des charriages dans la genèse de la schistosité. En Belgique, B. Aderca a montré que, sous une surface de charriage coupant les strates du bassin houiller du Hainaut, une schistosité oblique s'est développée dans les couches sous-jacentes au charriage, alors qu'il n'en existe pas trace dans les schistes situés à plus grande distance ¹⁰⁾.

J'ai signalé des exemples analogues dans le Jura ¹¹⁾ et dans les Alpes.

Le schéma de la figure 9 montre bien que le clivage est incliné par rapport à la surface de glissement comme il le serait par suite du frottement l'un contre l'autre de deux bancs superposés soumis à une charge suffisante. Dans le cas du charriage, on connaît en toute certitude le sens du déplacement ; on peut se rendre compte que les joints de clivage développés par dessous répondent à la disposition normale représentée notamment aux figures 1, 6, 7.

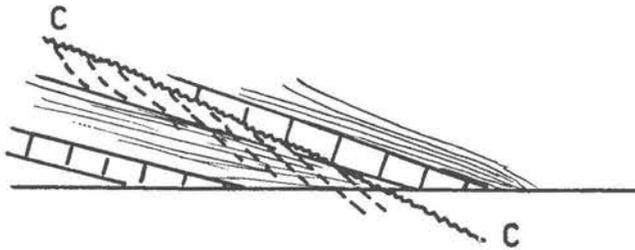


Fig. 9. Schema montrant le développement du clivage à l'intervention d'un charriage.

Bien qu'il s'agisse en l'occurrence d'un cas de schistosité locale, il n'en est pas moins évident que sa genèse fut régie par les mêmes règles que celle de la schistosité régionale. L'intensité de l'effort résultant du mouvement le long de la faille a compensé en partie la charge nécessaire.

Ces remarques suffisent à confirmer la complexité du phénomène qui conduit au clivage schisteux ; elles permettent aussi de comprendre pourquoi le géologue éprouve souvent des difficultés pour fixer avec précision la position du front supérieur de schistosité.

⁹⁾ P. FOURMARIER — L'étirement des roches et la schistosité. *Bull. soc. géol. France* 5ème sér. t. 19, 1949.

¹⁰⁾ B. M. ADERCA Schistosité de dislocation dans le bassin houiller méridional de la Belgique. *Ann. soc. géol. Belgique* t. LXXXIII. *Bull.* Liège 1960.

¹¹⁾ P. FOURMARIER — Schistosité régionale et schistosité locale. *Archives des Sciences*, vol. I, fasc. I, pp. 188-194. Genève 1948.

II. LE FRONT INFÉRIEUR DE SCHISTOSITÉ

Il y a plusieurs années déjà, j'ai attiré l'attention sur un fait remarquable en ce qui concerne la distribution de la schistosité dans les grandes séries plissées : La charge statique est un facteur essentiel dans la production de la schistosité ; avec la température, et les efforts géodynamiques, elle intervient également dans le développement du métamorphisme régional. Aussi pourrait-on s'attendre à voir la schistosité oblique se développer plus encore dans les séries cristallophylliennes que dans les terrains descendus à moindre profondeur sous la surface de la Terre. L'observation mentionnée ci-avant des quartzites de base du Cambrien grossièrement clivés dans la chaîne des Appalaches semble être un argument en faveur de cette assertion.

Or, de façon générale, les roches cristallophylliennes se débitent parallèlement à la stratification originelle, jusque dans les charnières des plis serrés. De même les minéraux de néoformation sont souvent disposés suivant cette structure originelle.

Il en résulte qu'en profondeur, le clivage schisteux oblique à la stratification n'existe plus ; c'est de cette constatation qu'est née la notion du *front inférieur de schistosité* ⁽¹²⁾.

Il convient de rechercher les raisons qui provoquent l'existence de ce front. Il y en a plusieurs dont deux me paraissent jouer le rôle principal.

a) Le microplissement.

Dans les zones profondes, les roches qui par métamorphisme sont formées essentiellement de minéraux phylliteux (séricitoschistes, chloritoschistes, micaschistes) sont déformées en petits plis serrés, ayant souvent, en coupe transversale, la forme en chevron ; j'ai désigné ces plis sous le nom de *microplis* ; la roche est dite microplissée ou affectée par le *microplissement*. Ces déformations minimales se voient à l'œil nu, mais elles peuvent être de très petite taille au point de n'apparaître nettement que sous le microscope.

Des roches phylladeuses peuvent aussi être affectées par le microplissement.

Dans les roches microplissées, la surface des joints de stratification présente un aspect particulier correspondant assez bien à ce que Jules Gosselet avait appelé *gaufrage* ⁽¹³⁾, consistant en rides parallèles, d'étendue limitée en longueur, une ride disparaissant pour être relayée par une autre. Des fragments de roches bien microplissées ont ainsi un aspect fibreux caractéristique.

J'ai vu de très beaux exemples de schistes phylliteux microplissés venant du Ruanda ; je les ai observés sur place aux monts Kibara (Katanga), dans les Alpes, dans le massif armoricain. C'est une disposition très fréquente en dessous du front inférieur de schistosité. Les plans axiaux des microplis sont, de façon générale, disposés obliquement à la stratification ; ils ont ainsi l'allure qu'aurait le clivage schisteux s'il s'était développé normalement.

Au cours de mes recherches dans les Alpes, j'ai vu au nord d'Ulzio (vallée de la Dora Riparia) dans le massif d'Ambin, des micaschistes du Paléozoïque déformés en très beaux microplis ; en outre certains de ces petits plis sont accentués par des joints rappelant la disposition de très minimales plis-failles. C'est là un cas intermédiaire entre le microplissement et le clivage schisteux.

¹²⁾ P. FOURMARIER — Schistosité, foliation et microplissement. *Archives des Sciences*, vol. 4, fasc. I, Genève 1951.

¹³⁾ Voir à ce sujet : P. FOURMARIER — L'origine du gaufrage des schistes. *Ann. soc. géol. Belg.* t. 77, Bull. 1953.

J'ai fait une observation identique dans les schistes de Casanna à Zeneggen-Stein au dessus de Viège (Valais) : Les bancs de schiste sériciteux présentent un beau microplissement, accentué, par endroits, par des fissures qui correspondent au clivage oblique. Par contre, les bancs plus compacts se débitent suivant la foliation, c'est à dire suivant la stratification originelle, même là où ils sont fortement plissés. Cette seule coupe réunit ainsi des cas typiques de foliation et de microplissement ; elle montre, en outre, la relation entre ce dernier type de déformations mineures et la schistosité oblique aux strates.

Dans cette revue très sommaire de faits relatifs au microplissement, je voudrais rappeler encore deux cas particuliers que j'ai signalés autrefois ⁽¹⁴⁾. L'un se trouve à Champagny-Haut (Dauphiné) où j'ai été guidé par le professeur Ellenberger.

En cet endroit, le Houiller et le Permien dessinent un grand pli anticlinal, poussé vers le Sud-Ouest ; dans la zone frontale, les schistes sont affectés de microplis serrés dont les plans axiaux, obliques à la stratification sont disposés exactement comme le serait un clivage normal dans un pli de ce genre. Sur les flancs du grand pli, les microplis sont bien moins développés ; il doit en être ainsi si l'on accepte qu'il s'agit d'une déformation qui se substitue à la schistosité (comparer avec la figure 8).

D'autre part, dans le cristallophyllien du massif d'Ambin j'ai observé un pli presque isoclinal fortement déversé. Le noyau schisteux de ce pli présente un très beau microplissement qui va s'atténuant sur les flancs ; le banc de quartzite enveloppant le schiste montre, au contraire, des veines d'étirement bien caractérisées. C'est bien le même aspect que celui représenté sur la figure 8, à propos du clivage schisteux.

Ces deux exemples ne font que confirmer la relation étroite existant entre schistosité et microplissement.

Ces diverses données permettent d'envisager la genèse du microplissement ou, si l'on préfère, la raison pour laquelle le clivage oblique est remplacé par les microplis.

L'apparemment observé entre ces deux aspects de déformations mineures conduit à admettre tout d'abord que le microplissement s'est produit à l'intervention de contraintes identiques à celles qui ont engendré le clivage schisteux : charge et glissement des bancs les uns sur les autres.

Toutefois, l'action se passait à plus grande profondeur ; le métamorphisme commençait à s'exagérer notamment par le développement de séricite ou de mica ou de minéraux chloriteux. Lors du glissement relatif des bancs les uns par rapport aux autres, la matière au lieu de se cliver s'est chiffonnée par suite de minimes résistances différentielles ; les microplis s'y sont formés grâce à la composition lithologique favorable. Dans les cas les plus caractéristiques, ces petits chiffonnages sont régulièrement ordonnés et leurs plans axiaux sont tous parallèles les uns aux autres.

Au contraire, lorsque l'action en est restée à ses débuts, les chiffonnages sont moins réguliers, moins bien ordonnés au point que l'on peut douter qu'il s'agisse réellement de microplis. C'est ce que j'ai observé en compagnie de F. DORÉ à l'est de Cherbourg le long des falaises non loin du granite de Barfleur. La roche schisteuse, finement straticulée est chargée de fines paillettes de mica qui ont grandement facilité le glissement des straticules et permis ainsi la formation de microplis assez frustes.

¹⁴⁾ P. FOURMARIER — Schistosité, foliation et microplissement, *Archives des Sciences*, vol. 4, fasc. I, Genève 1951, page 14.

b) La zone de foliation.

Lorsqu'on pénètre dans le domaine des micaschistes proprement dits et des gneiss, la foliation domine et le microplissement n'apparaît plus que de façon accessoire.

En maints endroits, dans les zones profondes des régions plissées, j'ai observé de très beaux plis, de tailles diverses dans les gneiss. Même dans les plis serrés, presque isoclinaux on ne voit généralement aucune trace de clivage schisteux ; les microplis eux-mêmes font souvent défaut même dans les lits minces, plus riches en biotite, à l'endroit des charnières.

La règle n'est cependant pas tout à fait absolue. En effet, je dois à l'obligeance de mon collègue et ami le professeur N. OULIANOFF de l'Université de Lausanne la photographie d'un bel échantillon de gneiss prélevé dans le cristallophyllien du massif des Aiguilles Rouges, à proximité du Lac Noir. La foliation y est clairement marquée par des lits de teinte claire, plus pauvres en biotite. Ces lits dessinent un pli assez aigu ; près de la charnière tout au moins, ils sont affectés de plissottements qui rappellent le microplissement et dont les plans axiaux convergent légèrement vers l'axe du pli principal. Toutefois, la partie sombre, riche en biotite formant le cœur du pli ne semble pas influencée par ces chiffonnages.

La disparition de la schistosité et du microplissement dans les zones profondes à prédominance de gneiss tient sans doute en partie à l'accentuation de l'état cristallin de la matière. C'est l'opinion de C.O. SWANSON ⁽¹⁵⁾. Je voudrais apporter à l'appui de cette manière de voir quelques faits que j'ai eu l'occasion d'observer sur le terrain tout récemment.

En compagnie de Cl. PAREYN et Fr. DORÉ de l'Université de Caen, j'ai étudié le contact du massif granitique de Flamanville avec les terrains encaissants ^(15B).

Dans sa partie orientale, à quelque distance du granite, les schistes du Cambrien et de l'Ordovicien se débitent en feuillets minces suivant un clivage schisteux oblique à la stratification. Par contre tout près du granite et directement à son contact la roche a pris un aspect plus cristallin et la schistosité est effacée ou ne s'y voit plus qu'à l'état résiduel.

D'autres venues granitiques ou granodioritiques du massif armoricain, nous ont permis, à Fr. DORÉ et à moi-même, de faire une série d'observations de grand intérêt.

Au contact de la granodiorite de St. Briec, les schistes du Précambrien ne sont pas transformés en cornéenne ou simplement recristallisés ; ils ont pris, au contraire, l'aspect de roches cristallophylliennes et rappellent les amphiboloschistes ; ceux-ci séparent la granodiorite de cornéennes plus typiques affleurant à plus grande distance de la roche cristalline.

Plus remarquables encore sont nos observations au contact de la granulite de St. Carreuc-Quesnoy : celle-ci est bordée de roche gneissique ; à distance un peu plus grande viennent des séricitoschistes présentant la foliation comme les gneiss ; plus loin affleurent les schistes du Précambrien affectés d'une schistosité oblique aux strates.

¹⁵⁾ C. O. SWANSON — Flow cleavage in folded beds. *Bull. geol. soc. America*, vol. 52, pp. 1245-1264, 1^{er} août 1941.

^(15B) P. FOURMARIER, Cl. PAREYN et Fr. DORÉ. — Observations complémentaires au sujet de l'influence du granite sur les déformations mineures des roches dans le Massif Armoricain. *Metn. Cl. Sc. Acad. rog. Belgique*. Coll. in 8°, t. XXXIII, fasc. 4. 1962.

Une succession analogue se voit autour du massif granitique de Moncontour. Il en est de même au contact de la granulite de Pontivy.

Ces exemples concrets et spécialement ceux pris au Sud de Flamanville permettent de voir à plus petite échelle ce qui se passe vraisemblablement dans les zones profondes : en approchant du niveau où s'élaborent le granite et roches connexes, à l'intervention de la charge, de la température et des pressions orientées, les sédiments prennent une cristallinité de plus en plus marquée conduisant au facies lithologique des gneiss ; la schistosité ne se développe pas ou bien est effacée si elle a pu se faire dans un stade antérieur.

Un autre facteur est également à prendre en considération : le développement de la plasticité des roches sous l'influence de la charge et de la température croissante dans les zones profondes de la croûte terrestre. La chose est indéniable pour le calcaire. Dans un ouvrage que j'ai eu l'occasion de citer à plusieurs reprises dans mes travaux, R. Balk ⁽¹⁶⁾ a montré que les calcaires métamorphisés en marbre cristallin se sont comportés comme une substance extrêmement plastique.

J'ai pu me rendre compte par moi-même que, dans l'Apennin septentrional, la moindre influence métamorphisante a pour effet de donner au calcaire une plasticité relativement élevée.

Aussi, on pense tout naturellement à appliquer la même règle à d'autres roches telles que les gneiss. Les plis serrés, sans trace de fracture qui s'y rencontrent fréquemment sont un indice en faveur de cette conception. J'ajouterai encore que, dans de telles roches, les joints minéralisés sont bien moins abondants que dans les roches évoluées sous faible charge. J'ai eu l'occasion d'observer en divers endroits que, suivant certaines lignes correspondant à des joints la matière de la roche est plus largement cristallisée qu'ailleurs, comme si, lors de la tendance à l'ouverture d'un joint, la matière avait suivi immédiatement le mouvement en prenant, grâce à une détente relative, une cristallinité anormale.

De son côté, P. MICHOT a attiré l'attention sur le rôle important joué par la plasticité dans la tectonique des zones profondes (Catazone) ⁽¹⁷⁾.

c) Observations.

La présence d'un front inférieur de schistosité est un fait indiscutable. J'ai cherché à établir par des arguments de faits la raison de cette particularité des séries plissées. Une remarque s'impose cependant : Dans les roches affectées par la foliation comme par le microplissement, on trouve parfois des traces de clivage schisteux, ce qui permet d'établir les relations étroites qui unissent microplissement, foliation et schistosité.

J'ai montré que, dans les roches microplissées, lorsque ce genre de déformation mineure atteint son aspect le plus caractéristique, les axes des microplis sont disposés obliquement à la stratification comme le serait un clivage schisteux normal. D'autre part, les petits plis sont parfois accentués par des joints comparables au clivage schisteux au sens habituel du terme.

Dans les roches atteintes par la foliation, on trouve parfois des restes de clivage. Je citerai, à titre d'exemple, une observation que j'ai faite près d'Andermatt (Suisse) dans le cristallophyllien bordant au sud la bande de terrain houiller. Des micaschistes présentant

¹⁶⁾ R. BALK — Structural and petrologic Studies in Dutchess Country, New-York, Part. I, Geologic Structure of sedimentary Rocks, *Bull. geol. soc. America*, vol. 47, 1936,

¹⁷⁾ P. MICHOT — Phénomènes géologiques dans la catazone profonde. *Geol. Rundschau*, Bd. 46, 1957, Ht. I. pp. 147-173, Stuttgart.

la foliation en règle générale sont cependant coupés par des joints de clivage oblique très espacés. J'ai l'impression qu'il s'agit d'une schistosité résiduelle.

D'autre part, si les minéraux de néoformation des gneiss et des micaschistes suivent l'allure de la stratification, il arrive fréquemment qu'ils s'orientent obliquement aux strates comme s'ils suivaient l'allure d'un clivage virtuel.

Enfin, j'ai observé dans le massif du Gotthard, au nord de Brigue, une disposition remarquable représentée à la figure 10. Les bancs riches en feldspath sont régulièrement plissés et ne montrent aucune trace de clivage oblique aux strates ; ces bancs semblent s'être comportés comme une matière relativement plastique sous l'effort de compression. Par contre un niveau schisteux, riche en biotite, se débite en feuillets parallèles au plan axial du pli, qui rappelle exactement la disposition d'une schistosité de flux. On se rend compte, dans ce cas particulier, d'une étroite liaison entre foliation et schistosité.

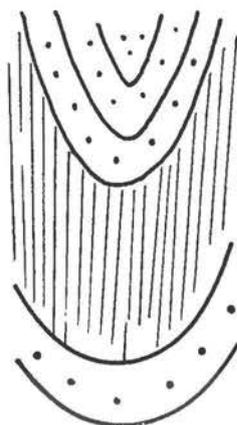


Fig. 10. Pli synclinal dans l'axe duquel les bancs plus schisteux ont une structure feuilletée.

Je citerai volontiers encore les observations que j'ai faites à Carrare (Italie) dans les carrières de marbre cipolin. Des échantillons sont caractérisés par des plis serrés, rendus très apparents par la structure même de la roche formée de lits alternants de calcaire blanc cristallin et de lits plus sombres caractérisés par le développement de la biotite. Ces minéraux sont allongés suivant une même direction qui se marque sur une surface polie par des trainées sombres ; celles-ci rappellent l'allure de joints de clivage avec étirement des minéraux en rapport avec le flux de la matière. Un examen attentif d'une surface polie permet de voir que la roche présente une légère tendance à se fissurer suivant cette même direction ; c'est en quelque sorte l'apparition d'un clivage réel conforme au clivage virtuel souligné par l'allongement des cristaux de biotite. Chose remarquable ces joints ne se poursuivent pas dans les zones faites de calcaire pur. On voit ainsi l'association de la foliation avec un clivage schisteux rudimentaire.

En confirmation de cette observation, j'ai constaté à Nante, près d'Airolo (Alpes Suisses) que des calcaires cristallins du Trias sont affectés de plis serrés ; dans les charnières de ces plis la roche montre soit de la schistosité, soit du microplissement.

Je pourrais citer d'autres exemples mais il me paraît inutile d'insister d'avantage pour mettre en évidence la parenté, sous le front inférieur de schistosité, de la foliation et du microplissement avec le clivage schisteux.

A propos du front supérieur de schistosité, j'ai rappelé la notion du « retard » en relation avec la nature lithologique des roches soumises aux efforts de plissement. On pourrait, *mutatis mutandis*, faire intervenir une notion semblable pour le front inférieur. La question est cependant plus complexe dans ce cas, car l'écrasement des roches peut être considérable au point que, dans les micaschistes par exemple, le feuilletage correspond à une pseudo-foliation au lieu de représenter la stratification originelle.

D'autre part, on sait que des efforts tardifs sont susceptibles de remanier les plans de schistosité, de les plisser ou d'y faire naître un clivage très différent du clivage originel. Ce sont là des particularités qui viennent compliquer encore la notion des deux fronts de schistosité.

III. LES ANOMALIES.

Les règles que je viens d'exposer pourraient être aisément contrôlées dans un ensemble parfaitement homogène. On sait cependant que la nature lithologique joue un rôle important : certaines roches sont en retard par rapport à d'autres. C'est ainsi que des bancs de nature schisteuse présentent le microplissement ou la foliation à côté de quartzites affectés par le clivage oblique. J'en ai signalé de beaux exemples dans des roches du KIVU qui m'ont été soumises par le professeur DENAEYER de l'Université de Bruxelles (18).

On comprend que, dans de telles conditions, le niveau du front de schistosité peut varier dans d'assez larges limites suivant que le facies des terrains se modifie.

D'autre part, il est de règle que l'épaisseur des formations sédimentaires varie plus ou moins rapidement d'un endroit à un autre. C'est la raison pour laquelle un front de schistosité ne coïncide avec un niveau stratigraphique que dans une étendue limitée, compte tenu de l'allure des zones isopiques. On constate notamment des variations considérables dans la position du front supérieur lorsqu'on envisage une surface de quelque étendue et spécialement dans une direction normale à celle des lignes isopiques. J'ai eu l'occasion d'en observer de nombreux exemples. Je rappellerai seulement que dans le socle paléozoïque de la Belgique, au sud de la Meuse, le front supérieur va du Dévonien moyen au Tournaisien sur une distance de quelques kilomètres seulement.

Enfin, il est une autre cause d'anomalie : la granitisation. Dans les zones profondes de la croûte terrestre, le granite dit d'anatexie, est l'aboutissement normal de l'évolution des sédiments ; il est lié aux grandes séries cristallophylliennes, au dessus desquelles apparaît le front inférieur de schistosité, sans aucune intervention du granite, par le jeu normal des facteurs invoqués ci-avant.

Mais il arrive que la granitisation monte davantage vers la surface, pour des raisons que nous connaissons mal. Dans ce cas, les deux fronts de schistosité sont déplacés vers le haut et la distance qui les sépare peut être réduite dans de larges proportions.

Les émanations de ces zones granitisées, c'est à dire les granites en massifs circonscrits, de mise en place plus tardive, montent plus haut encore, souvent au cours d'une phase

18) P. FOURMARIER — Le granite et les déformations mineures des roches, p. 42.

posttectonique ; ils peuvent avoir pour effet de détruire les déformations mineures engendrées dans la phase syncinématique précédente, à l'intervention de la granitisation à plus grande profondeur ⁽¹⁹⁾.

En remettant cette note au Comité chargé d'éditer le Livre à la mémoire du Dr. Lucius, je me fais un devoir de rendre hommage à cet éminent géologue. A plusieurs reprises je l'ai accompagné sur le terrain dans le nord du Grand-Duché de Luxembourg où j'ai trouvé de si beaux exemples de déformations mineures dans les roches dévoniennes, où j'ai pu compléter mes connaissances sur leur genèse et sur les remaniements qu'elles peuvent subir à l'intervention d'une phase tardive de la tectogenèse.

Manuscrit reçu au mois d'octobre 1962.

¹⁹⁾ P. FOURMARIER — Le granite et les déformations mineures des roches. *Mém. in 8° Acad. roy. Belgique*, t. XXXI, fasc. 3, 1959.

The soils of Eastern Nigeria

P. D. JUNGRIUS

The soils of Eastern Nigeria

P. D. JUNGERIUS

INTRODUCTION

This work has been based on soil survey reports of the Ministry of Agriculture in Eastern Nigeria (JUNGERIUS, 1962, 1963; NNODI, 1962a, 1962b, OBIHARA, BAWDEN and JUNGERIUS, 1964) supplemented by soil observations made by the author at 1-mile intervals along the majority of the motor roads in the region.

The first draft of the manuscript was prepared in 1962 and already served as a source of background material (SCRIVNER, 1963). It is hoped that in the present enlarged form it will be of more value to all those concerned with development in Eastern Nigeria and other inter-tropical regions.

This work is dedicated to the memory of Dr. M. Lucius to whom the author is indebted for the interest shown in his first pedological investigations which were carried out in Luxembourg. Helpful advice and criticism were received from Prof. Dr. J. P. Bakker of the University of Amsterdam, Dr. B. N. Floyd of the University of Nigeria, Dr. H. Greene of the Rothamsted Experimental Station, Mr. R. G. Miller of the Directorate of Overseas Surveys, and Mr. P. Tuley of the Agricultural Research Station, Eastern Nigeria. The work described in this paper was carried out while the author, formerly member of the Soil Survey of England and Wales, was sent on assignment to Eastern Nigeria. The paper is published by permission of the Chief Inspector of Agriculture, Eastern Nigeria.

PHYSICAL FEATURES OF THE REGION

As the study of the soil necessarily involves some understanding of the soil forming factors, short notes are given on climate, vegetation, geology and landforms.

Climate

Over the greater part of Eastern Nigeria, an Aw climate prevails, with smaller areas of Am along the coast (KÖPPEN's classification). The climate is characterised by uniformly high temperatures and a seasonal distribution of the precipitation.

An impression of the relationship of the climate in the region to that of the federation may be obtained from Fig. 2 and 3. These maps have been adapted from similar maps by BUCHANAN and PUGH (1955).

The average diurnal rainfall increases from about 65 inches along the northern frontier of the region to more than 140 inches near the coast. The orographic effects of the Cameroons Highlands are apparent in the east. Along the coast the wet season extends from March to November, but farther north it is usually shorter. There is a minor dry season in August.



Fig. 1. THE LOCATION OF EASTERN NIGERIA

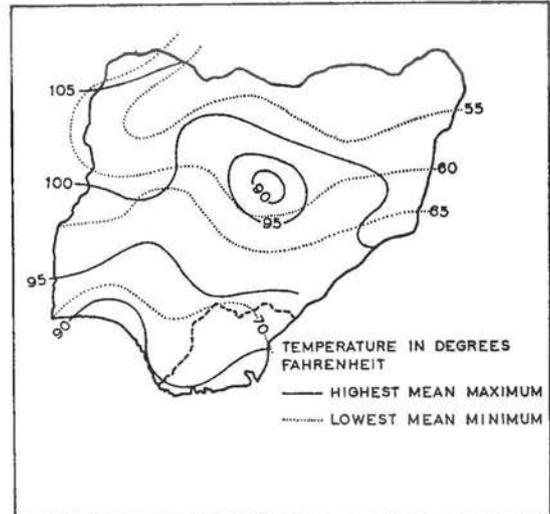


Fig. 2. MONTHLY MEANS OF DAILY MAXIMUM AND MINIMUM TEMPERATURES IN NIGERIA (BASED ON A MAP BY BUCHANAN AND PUGH)

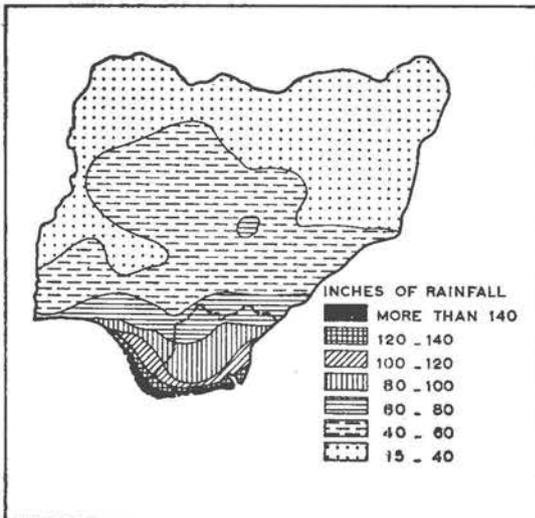


Fig. 3. ANNUAL TOTAL RAINFALL IN NIGERIA (BASED ON A MAP BY BUCHANAN AND PUGH)

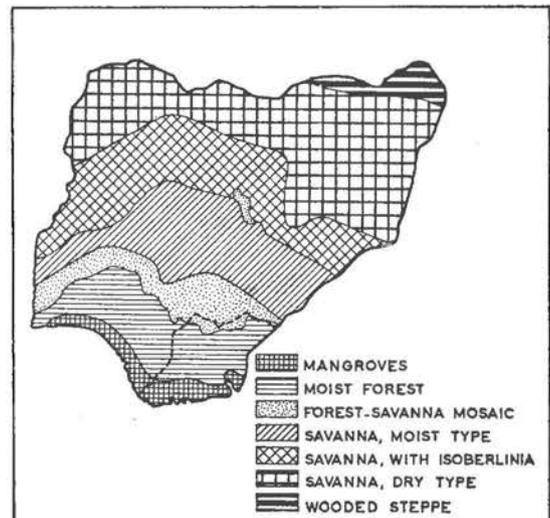


Fig. 4. THE VEGETATION ZONES OF NIGERIA (BASED ON THE A.E.T.F.A.T. VEGETATION MAP OF AFRICA)

The S. W. winds of the Equatorial Maritime air mass prevail throughout the year, though there are local modifications caused by topography. During the dry season, when the Intertropical Front has retreated southwards, the weather in the north is occasionally dominated by the N. E. wind of the Tropical Continental air mass. This wind, known as the "harmattan", may sometimes break through to the coast.

There is little difference between day and night temperatures, and little change in temperature from season to season. The coastal area has mean monthly temperatures ranging from 78° F in August to 82° F in March. Inland these values are 74° F for the coldest and 82° F for the hottest month. The mean diurnal variations range from 8° to 16° along the coast, and from 12° to 20° near the northern frontier.

Humidity is generally very high except during the desiccating weather of the „harmattan“.

Vegetation

The pattern of vegetation follows closely the rainfall map (Fig. 4). High forest forms the climax vegetation over most of Eastern Nigeria, but the original vegetation has been extensively modified. The remaining forest is confined to the eastern part of the country (KEAY et al., 1959). Much of this area has been constituted forest reserve, but elsewhere forest is constantly being cleared for cultivation. In the humid areas abandoned fields revert to secondary forest, but under drier conditions farther north they are invaded by grasses. This „derived savanna“ (forest-savanna mosaic) is normally burnt each year and only fire-tolerant trees and shrubs can survive. This vegetation zone can be distinguished from the moist savanna, by the distribution of the patches of relic forest, which are not restricted to strips along streams.

Between the Lower Cross River and the Niger delta the forest was destroyed and replaced by oilpalm bush. Mangrove vegetation occurs in the brackish swamps of the Niger delta and the Cross River estuary.

Geology and topography

A general account of the geology of Eastern Nigeria has been given by SIMPSON (1954) and HAZEL (1962). Geological maps at scale 1 : 250,000 cover most of the country (GEOLOGICAL SURVEY OF NIGERIA, 1957).

The crystalline rocks of the Pre-Cambrian Basement Complex underlie the eastern part of the country (Fig. 5). They include granites, gneisses and related rocks. The topography is gently undulating, with scattered inselbergs and groups of hills (Fig. 6). On the east side the plains are bounded by the abrupt transition to the Cameroons Highlands.

The earliest sedimentary rocks are Lower Cretaceous (Albian), consisting of shales with thin sandstone lenses. They are exposed in the Cross River Plain area surrounding the outcrop of the crystalline rocks, and in the centre of the truncated Abakaliki-Okigwi anticlinorium, which runs N.E.-S.W. across the northern part of Eastern Nigeria. The lowest formation of Upper Cretaceous age comprises a series of shales interbedded with sandstones and limestones. They cover extensive parts of the Cross River Plain area. Topographically this area is marked by very gentle slopes. Minor relief features are formed by low ridges underlain by sandstone lenses and by exhumed igneous intrusions. These intrusions are concomitant with the axes of warping in this area. Fine material washed

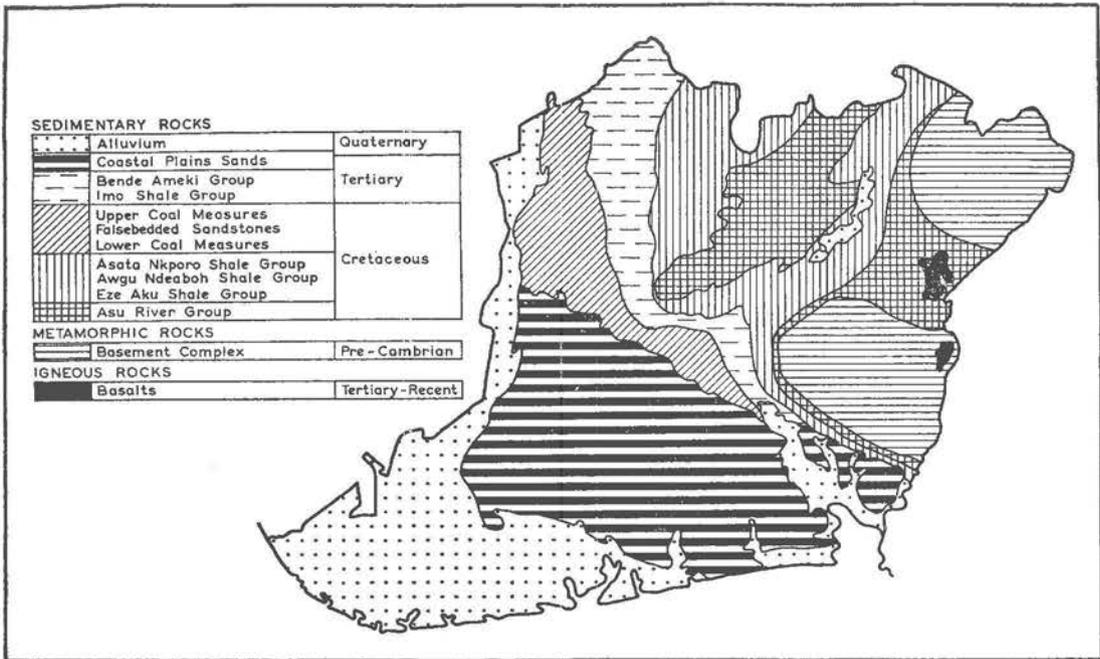


Fig.5. THE GEOLOGY OF EASTERN NIGERIA.

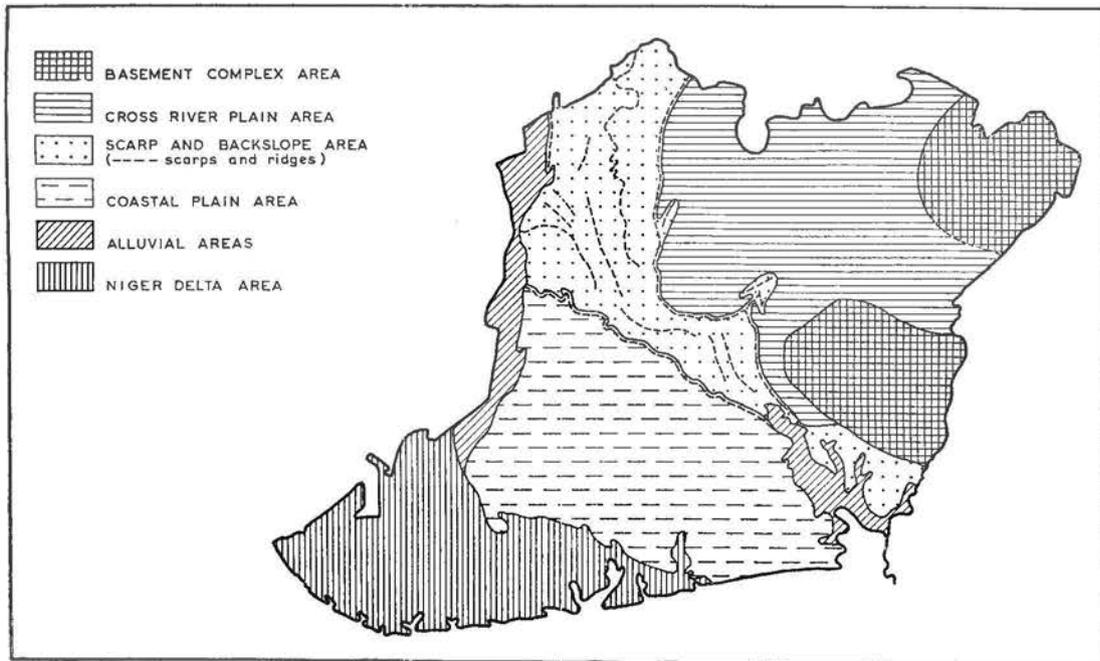


Fig.6. THE GEOMORPHOLOGICAL REGIONS OF EASTERN NIGERIA

from the uplands after deforestation has blocked the minor tributaries and converted their shallow valleys to swamps.

The transition to the Coastal Plain area is formed by a dissected landscape with scarp and dipslope features, underlain by a succession of Upper Cretaceous sandstones and siltstones; and Tertiary sands and shales. These sediments have low dips to the west and south-west. The strike swings to follow the anticlinal structure.

The impressive Enugu escarpment consists of the resistant siltstones and sandstones of the Lower Coal Measures, overlain by the very permeable Falsebedded Sandstones. To the west these coarse friable sandstones are superseded by the siltstones of the Upper Coal Measures, which form a secondary cuesta with an irregular and serrated scarp. Behind the scarp the Upper Coal Measures pass beneath the impermeable Imo Shales. This is an area of lowlands varied by ridges of terrace sands.

At Okigwi the Enugu escarpment swings around the breached Abakaliki-Okigwi anticlinorium. In this part of the country the Lower Tertiary formations have thinned out and are overlain by the shales and sands of the Bende-Ameki Group. The interbedding of impermeable and permeable materials caused a topography of parallel ridges and valleys. The north-eastern edge of the more extensive Nanka Sands is marked by a much-eroded scarp (GROVE, 1951).

The Coastal Plain Sands overlying the Bende-Ameki Group are white, unconsolidated sediments including seams of lignite. The topography is nearly level except for a dissected scarp along the northern edge.

The alluvial areas are underlain by unconsolidated sand and silt, deposited in a system of natural levees and abandoned channels. The land is subject to flooding in the wet season.

The sediments of the Niger Delta area are predominantly silty (NEDECO, 1960). Two different zones may be distinguished. The freshwater swamps occupy the central part of the delta. The differences in elevation of the swampy backlands and the levees flanking the numerous distributaries are only a few feet. Flooding occurs each year in the wet season. The saltwater swamp area between the freshwater swamps and the beach ridges consists of numerous islands separated by a dense network of tidal creeks. The islands are flooded daily at high tide. A belt of sandy beach ridges separates the saltwater swamps from the coast.

SOILS

The soils of Eastern Nigeria are divided into 5 classes based on their morphology and the degree of profile development. The classification is adapted from D'HOORE's Soils Map of Africa (1960). Each class is subdivided into mapping units according to characteristics of the substratum or soil colour. Only the dominant soil association of each unit is discussed in the following descriptions.

Lithosols

These are shallow and stony soils occurring on steep slopes where profile development is retarded due to erosion. They are found over resistant rocks such as granites and gneisses (A), and sandy or silty shales (B).

A. *Shallow pale brown soils derived from acid crystalline rocks.*

The soils of this group are found on the steep, rocky slopes of the hills and mountains in the area underlain by the granites and gneisses of the Basement Complex. They consist of pale brown, micaceous sand with abundant rock brash, overlying crystalline rock in various stages of decomposition (Fig. 8). Red and brown gravelly clay soils occur on the smooth slopes surrounding the steep uplands. They are relatively fertile soils, but the steep topography is a limiting factor in their utilization.

B. Shallow brown soils derived from sandy shales.

Shallow, skeletal soils cover the steep escarpment slopes formed by resistant sandy shales and siltstones. These yellowish to reddish brown droughty soils contain abundant, often ferruginised rock fragments, while unweathered rock is found at a depth of a few feet (Fig. 9). The soils almost everywhere are left uncultivated, except near Okigwi, where terrace platforms are constructed.

Young soils derived from recently deposited materials

These are soils without well-developed horizons. They are derived from recent alluvium deposited by river or sea water and are subdivided into three mapping units (soils of the freshwater swamps (C), the saltwaters swamps (D), and the beach ridges (E)).

C. Pale brown loamy alluvial soils.

The alluvial soils shown on the map are developed from sediments laid down in the extensive floodplains of the Niger and the Cross Rivers. Each year during the floods fresh detrital material is being added, the coarse fraction to the levees and the fine fraction to the lower levels.

Although there is a range in texture from sand to clay, the soils are predominantly loamy. Profile development is restricted to the accumulation of organic matter in the surface horizon, and the formation of brown mottles in the generally pale grey matrix (Fig. 7). Some swamp soils show a well-developed structure. Most of these soils are uncultivated at present, but they would offer considerable scope for development if drainage could be controlled.

D. Dark grey mangrove soils.

A large proportion of the Niger delta and the Cross River estuary consists of mangrove swamps. The numerous creeks in this area separate low-lying islands which are flooded daily with brackish or salt water. The young soils are dark blueish grey and acid silty clay loams. The more extensive older soils are covered with a thick layer of organic matter derived mainly from undecomposed mangrove roots (Fig. 7). The unfavourable natural conditions have prevented the development of agriculture in this area.

E. Brownish yellow fine sandy soils derived from beach deposits.

A strip of parallel sandy beaches and beach ridges, piled up by wave action, extends along the coast from Calabar to the western border. Profile development in this very young material is restricted. The excessively drained soils on the ridges consist of deep, brownish yellow coarse sand, with a slightly humose grey topsoil (Fig. 7). Coconuts are sometimes grown on these sands. In the waterlogged depressions, Ground-Water Podzols occur, with about 2 feet of bleached sand overlying a dark brown organic pan.

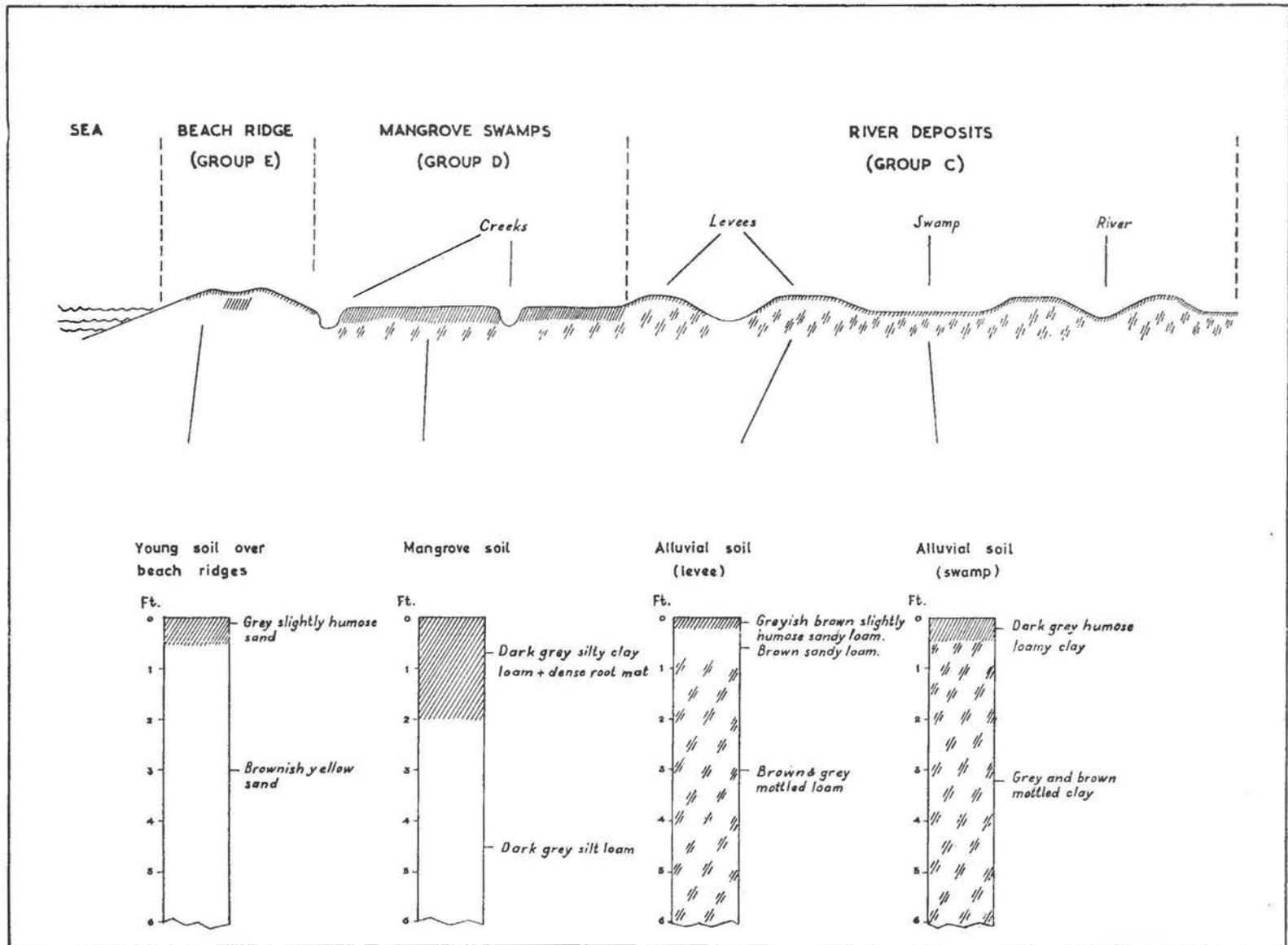


Fig.7 SOILS OVER RECENTLY DEPOSITED MATERIALS

Ferruginous tropical soils

These are mineral soils, rich in free iron and with a mineral reserve which may be appreciable. Kaolinite and iron oxides predominate in the clay fraction. The cation-exchange capacity is low, but the degree of saturation is generally fairly high. These soils occur over basalts (F) and acid crystalline rocks (G).

F. Red clayey soils derived from basalts.

These soils are developed over scattered occurrences of volcanic rocks east of the Cross River. Only the major areas are indicated on the soil map. The topography is gently undulating.

A dark reddish brown, loamy clayey surface soil grades into several feet of dark red, structured light clay, with boulders of decomposing basalt at depth (Fig. 8). These soils have excellent physical properties and are well-provided with nutrients by the weathering basic rocks. They are the most valuable soils in Eastern Nigeria and are particularly suited to cocoa and bananas production.

G. Red gravelly and brown sandy soils derived from acid crystalline rocks.

These soils cover the northern outcrop of the Basement Complex in an undulating to rolling countryside with scattered steep-sided residual hills. The parent material is derived from coarse- to medium-grained granite and fine-grained gneiss, and the size of the sand grains varies accordingly.

The texture and colour of the soils change with the topographical site in a clearly developed catenary sequence (Fig. 8). On the upper slopes sedentary soils are developed with red to reddish brown sandy clayey surface layers containing abundant angular quartz gravel, passing down into a mottled clay layer showing traces of decomposing rock. At lower sites these soils become browner and more sandy, and there is often a narrow zone of concretionary ironstone. The soils on the lower slopes are developed in hill-wash material. They are brown and sandy, often with mottling in the subsoil due to imperfect drainage conditions. Pale mottled sandy to sandy clayey alluvial soils occupy the narrow valley bottom.

These soils occur in sparsely populated areas and remain largely under forest. Available plant nutrients are accumulated in the topsoil, the zone of weathering being often beyond the reach of plant roots. The agricultural value of these soils varies with the texture. Very concretionary upper slope soils and sandy lower slope soils have a low nutrient status and are liable to drought during the dry season. A high clay content improves the moisture and nutrient retention capacity.

Ferrallitic soils

These soils are rich in free iron, but have a low mineral reserve and therefore a lower fertility than the ferruginous tropical soils. The clay fraction consists of kaolinite and iron oxides. The cation-exchange capacity and the cation saturation are low. The soils are derived from granites and gneisses in an area with very high rainfall (H), from sands where they are further subdivided according to dominant soil colour (I and J), and from various complexes of sandstones and shales where they occupy the well-drained sites (K).

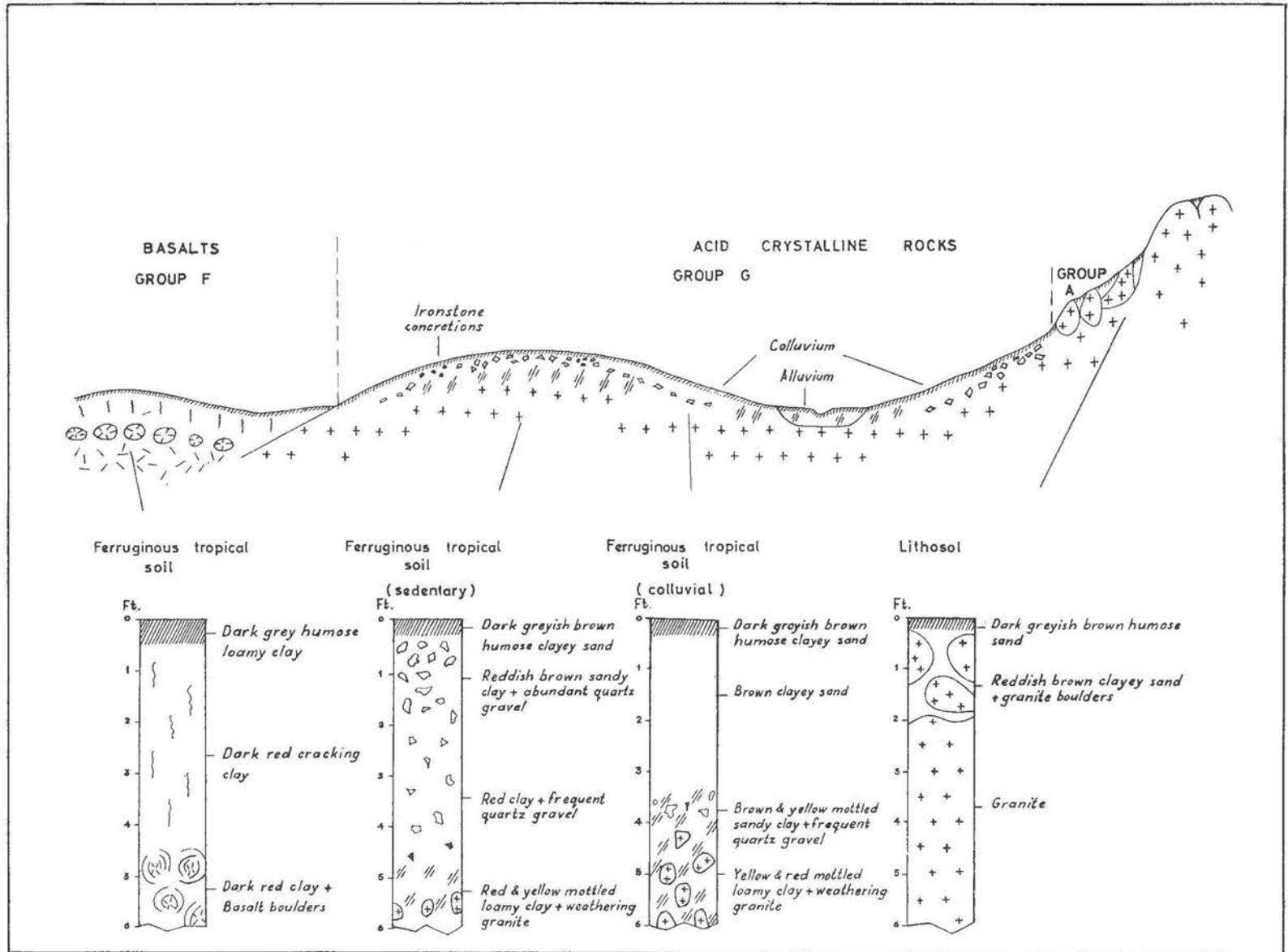


Fig. 8 SOILS OVER CRYSTALLINE ROCKS

H. Yellowish red gravelly and brown sandy soils derived from acid crystalline rocks.

The catenary sequence of the soils over the Basement Complex south of Ikom is similar to the one described for Group G, except for differences caused by climate. Leaching is more intensive due to the higher rainfall in this area and this results in somewhat paler colours and a lower nutrient status. The original forest has been cleared only in a few places to make way for oil palm and rubber plantations.

I. Deep porous red soils derived from sandy deposits.

These soils occur over the loose Coastal Plain Sands which cover an extensive area in the south-western part of the country. The topography is undulating to flat with some deep and steep-sided valleys near the northern edge. They are also recorded on the plateau west of Enugu.

The effect of the relief on the soils is limited and the morphology of the soil profiles is therefore remarkably uniform throughout the area. The soils consist of deep, porous, red to brownish red, coarse sandy clays, with loose, reddish brown coarse sandy loamy upper layers. The topsoil is only slightly humose (Fig. 9).

The natural fertility is low as the minerals consist almost exclusively of quartz and kaolinite. The drainage is free, but the moisture-retention capacity of the soils is restricted. Surface runoff is limited and there are relatively few streams.

These light, easy-working soils are intensively farmed in what is one of the most densely populated areas in Africa. The agricultural economy is characterised by the cultivation of oil palm, with yam, cassava and vegetables as subsidiary subsistence crops.

J. Deep porous brown soils derived from sandy deposits.

The soils in this group show much resemblance to the red ferrallitic soils of Group I. They are developed under similar conditions of parent material and topography, but are paler in colour due to the much higher rainfall in the area where they are found. Since the increase in the amount of rainfall towards the south is gradual, the boundary between the two groups is not sharp.

The soils consist of a greyish brown loose sandy to sandy loamy surface soil merging into a pervious brown sandy clayey subsoil at a depth of 2-4 feet. The humus content of the topsoil is low (Fig. 9). These soils are excessively drained, but the dry spells are short. The rivers in this area have wide floodplains supporting soils with a very sandy texture. The heavily leached soils of this group also occur within the oil palm belt.

K. Red and brown soils derived from sandstones and shales.

The soils of this complex group occur where shales are intercalated with sandstones in areas with undulating to rolling relief (Fig. 9). The uplands are usually overlain by coarse sandstones from which deep, red sandy clay soils with a brownish red, more sandy topsoil are developed. Brownish red concretionary soils are occasionally found along the edges of the uplands.

The soils derived from shales on lower slope sites where the drainage is imperfect or poor, show a dark reddish brown, clayey surface soil merging into a strongly mottled light grey and red subsoil. Often, however, the valley bottoms are covered with sandy hill-wash material in which pale brown and mottled, sandy soils have developed.

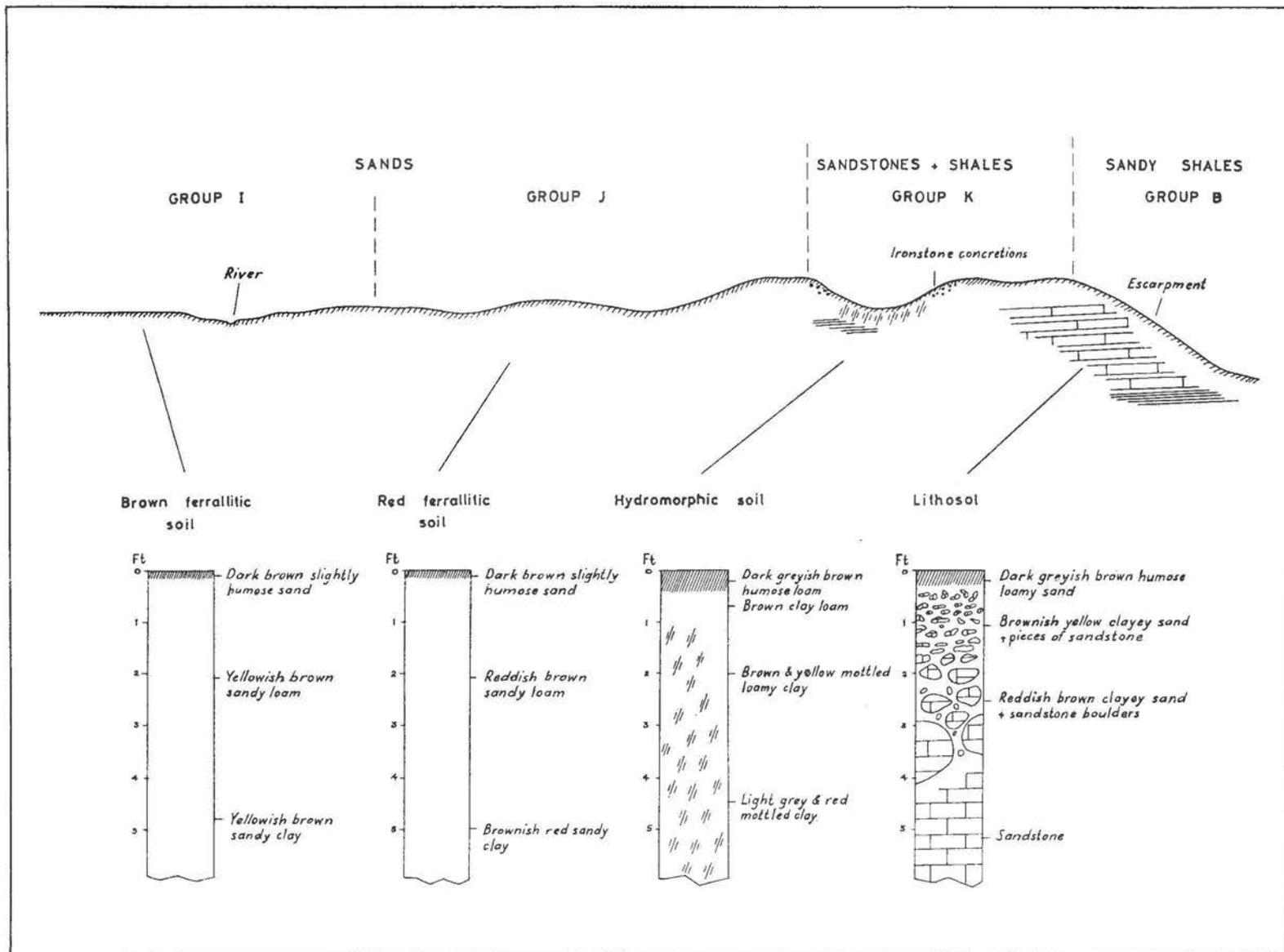


Fig. 9 SOILS OVER VARIOUS SEDIMENTARY ROCKS

The sandy soils are generally poor, but the nutrient-retaining capacity of the soils derived from shales is fairly high. Agriculture is based upon production of subsistence crops. Some cocoa is grown on lower slopes near Umuahia.

Hydromorphic soils

The morphology of these mineral soils is influenced by seasonal waterlogging caused by the underlying impervious shales. The usually pale-coloured soils are mottled in the subsoil. Ferrallitic soils are included in this mapping unit.

L. Reddish brown gravelly and pale clayey soils derived from shales.

These soils are developed from the wide-spread, fine-grained sedimentary rocks in the central part of Eastern Nigeria. The area consists of an undulating to nearly level plain with low ridges and wide shallow valleys. The network of stream valleys is dense due to the impervious nature of the bedrock, but only a few streams are perennial. These are often bordered by terraces with red sandy soils.

On the gently sloping uplands the soils consist of a brownish grey humose loamy topsoil overlying a brownish yellow to greyish brown clay layer with brown mottling and a weak blocky structure, which merges into a light grey and red mottled substratum at a depth of 2-4 feet (Fig. 10). Undecomposed shale is often encountered within a depth of 6 feet. Scattered ironstone concretions are a common constituent of these soils, particularly where the underlying shales contain silt or fine sand. Brown and red gravelly soils, occasionally with ironpan, are found at the edges of the uplands and the summits of the narrow ridges, where erosion has removed the fine earth leaving the ironstone concretions as a residue. A special symbol on the soil map indicates the areas where the gravelly soils are abundant.

The washed-out material is usually removed by the small streams ; only where stream erosion is absent is it deposited in the depressions. The soils of the swamps here consist of loamy sand or loamy clay, grey and brown mottled.

The non-gravelly upland soils are waterlogged in the wet season. The gravelly soils are better drained and show the characteristics of ferrallitic soils. Their water-retention capacity is low and they are susceptible to drought. The swamp soils in the depressions are flooded during part of the wet season. The natural fertility of the soils is low, as the shales contain only limited amounts of weatherable minerals.

This mapping unit includes the sandy clay soils developed over shales in the undulating and rolling Upper Cross River basin comprising better-drained soils grading towards Ferrisols.

Yam, cassava and maize are important elements in the subsistence economy. The production of rice in the swamps has shown a considerable expansion in recent years.

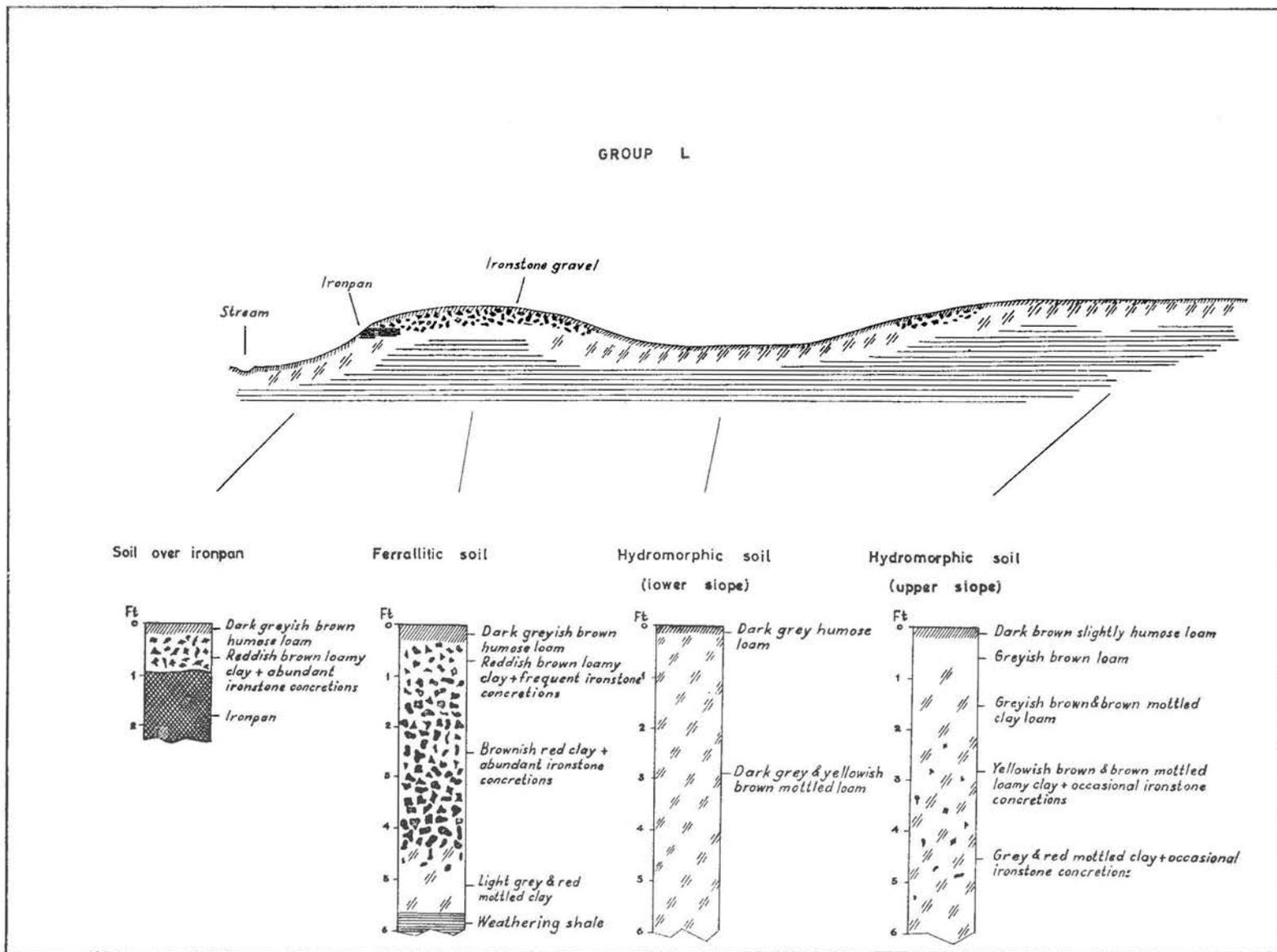


Fig. 10 SOILS OVER SHALES

REFERENCES

- BUCHANAN K.M. and PUGH J.C. (1955) — Land and people in Nigeria.
— Univ. of London Press Ltd.
- GEOLOGICAL SURVEY OF NIGERIA (1957) — Geological Series No. 71, 72, 73, 79, 80 and 85.
- GROVE A.T. (1951) — Land use and soil conservation in parts of Onitsha and Owerri Provinces.
— Geol. Surv. Nig. Bull. No. 21.
- HAZELL J.R.T. (1961) — Ground water in Eastern Nigeria.
— Geol. Surv. Nig. Rpt. No. 5198 (unpublished)
- D'HOORE J. (1960) — La carte des sols d'Afrique au sud du Sahara.
— Pédologie X, No. 1.
- JUNGERIUS P.D. (1962) — Preliminary report on the soil survey of the Ohadji farm settlement.
— Min. of Agric. Eastern Nig. Rpt. (unpublished).
- JUNGERIUS P.D. (1963) — Preliminary report on the soil survey of the Erei farm settlement.
— Min. of Agric. Eastern Nig. Rpt. (unpublished).
- KEAY R.W.J. et al. (1959) — Vegetation map of Africa.
— Oxford Univ. Press.
- NEDECO (1960) — Report on Niger delta development. The Hague.
- NNODI A.O. (1962 a) — Report on the survey of the proposed Bende farm settlement site.
— Min. of Agric. Eastern Nig. Rpt. (unpublished).
- NNODI A.O. (1962 b) — Preliminary report on the soil survey of the proposed site for the Ogoja farm settlement.
— Min. of Agric. Eastern Nig. Rpt. (unpublished).
- OBIHARA C.H., M.G. BAWDEN and P.D. JUNGERIUS (1964) — The Anambra-Do Rivers Area.
— Soil Survey Memoir No. 1. Govt. Printer, Enugu.
- SCRIVNER C.L. (1963) — Soils of the Cross River Basin.
— U.S.A.I.D. Rpt. (unpublished)
- SIMPSON A. (1954) — The Nigerian coalfield. The geology of parts of Onitsha, Owerri and Benue Provinces.
— Geol. Surv. Nig. Bull. No. 24.

Der Einfluß der Mitteldeutschen Schwelle
auf die Sedimentation und Tektonik
des saarländischen Steinkohlenebirges

von GOTTFRIED KNEUPER

Der Einfluß der mitteldeutschen Schwelle auf die Sedimentation und Tektonik des saarländischen Steinkohlengebirges¹⁾

von GOTTFRIED KNEUPER²⁾

(Veröffentlichung aus der Geologischen Abteilung der Bergschule Saarbrücken)

Die neueren Arbeiten im saarländischen Steinkohlengebirge umfassen eine größere Zahl unveröffentlichter Einzelstudien. Sie gehören einem weitgefaßten Untersuchungsprogramm an, das vor allem auf die praktischen Bedürfnisse des Bergbaus ausgerichtet ist. Daneben ist ein wesentliches Ziel die Klärung der Entwicklungs-Geschichte des Oberkarbons im Bergbau-Gebiet. Ihre Kenntnis ist wiederum die Voraussetzung für die Lösung einer Reihe von entscheidenden Fragen der Montan-Geologie. In diesem kurzen Bericht werden die Grundzüge der Einwirkungen zusammenfassend geschildert, die von der Mitteldeutschen Schwelle auf die Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Saarbrücker Hauptsattels ausgingen.

I.

Im Unterkarbon nahm die Mitteldeutsche Schwelle den Raum der Saar-Nahe-Senke und ihrer nordöstlichen Fortsetzung ein (BRINKMANN 1948). Sie trennte im hessisch-thüringischen Raum die variscische Geosynklinale in einen nordwestlichen „rhenischen“ und in einen südöstlichen „thuringischen“ Trog. In beide Tröge wurde von der Mitteldeutschen Schwelle klastisches Material geschüttet. Die Entwicklung der Kulm-Fazies in dem „rhenischen“ Trog und die Bildung der subvariscischen Saumsenke aus diesem geosynklinalen Teilbecken beschreibt PAPROTH (1960) über den Zeitraum vom Famenne (mittleres Oberdevon) bis in das Namur (unteres Oberkarbon). PAPROTH weist die Asymmetrie des Fazies-Bildes, das heißt grobklastische Sedimente am Saum der Mitteldeutschen Schwelle — feinklastische, tonig/kieselige, kieselige und kalkig/kieselige Sedimente im mittleren Teil des Troges — Bildung von Kohlenkalk am nordwestlichen Trogrand (Massiv von Brabant), schon im jüngeren Oberdevon nach. Den Abschluß der Geosynklinal-Zeit als

¹⁾ Dieser Beitrag möchte ein Zeichen des Dankes sein, den wir M. LUCIUS in großem Maße schulden. Seine Arbeit galt vor allem den geologischen Fragen seiner Heimat, die er mit solcher Gründlichkeit behandelte, daß die Wirkungen über Luxemburg hinaus auch unsere Untersuchungen beeinflussen und anregen.

²⁾ Anschrift des Autors: Dr. G. Kneuper, 66 Saarbrücken, Saarbergwerke Aktiengesellschaft, Bergschule, Trierer Straße 4.

Folge bretonischer Bewegungen (PILGER 1953) und den Beginn der subvariscischen Saumsenken-Entwicklung legt PAPROTH in die mittlere Dinant-Stufe III, da damals das schnelle Wandern des Troges, ein bezeichnendes Merkmal der Vortiefe, von der Mitteldeutschen Schwelle weg nach NW in Richtung auf das heutige Ruhrgebiet einsetzte. Trotz der Verlagerung der Trogachse hielt die Zufuhr des Sediment-Materials von der Mitteldeutschen Schwelle und ihren Randgebieten weiter an. R. TEICHMÜLLER (1955) hebt hervor, daß die Sandsteine des Ruhr-Oberkarbons im Namur und Westfal allesamt von SE geschüttet wurden. Im Finefrau-Kongomerat des Westfal A treten häufig nußgroße Kieselschiefer-Gerölle auf, in denen WEHRLI (1938) und EISENACK (in R. TEICHMÜLLER 1955) gotlandische Graptolithen-Reste fanden. Diese Kieselschiefer-Gerölle können nach Ansicht von R. TEICHMÜLLER nur von der Mitteldeutschen Schwelle stammen, die demnach zumindest NE des heutigen Mainzer Beckens im tieferen Westfal noch Abtragungs-Gebiet war.

Möglicherweise gleichzeitig war im saarländischen Raum die Mitteldeutsche Schwelle schon abgesunken und hatte einem Becken Platz gemacht, welches intramontan zwischen dem bretonisch aufgefalteten Devon der Rheinischen Masse und dem Kristallin der saxothuringischen Zone lag. Denn in den seismischen Profilen aus der Saar-Nahe-Senke kommt

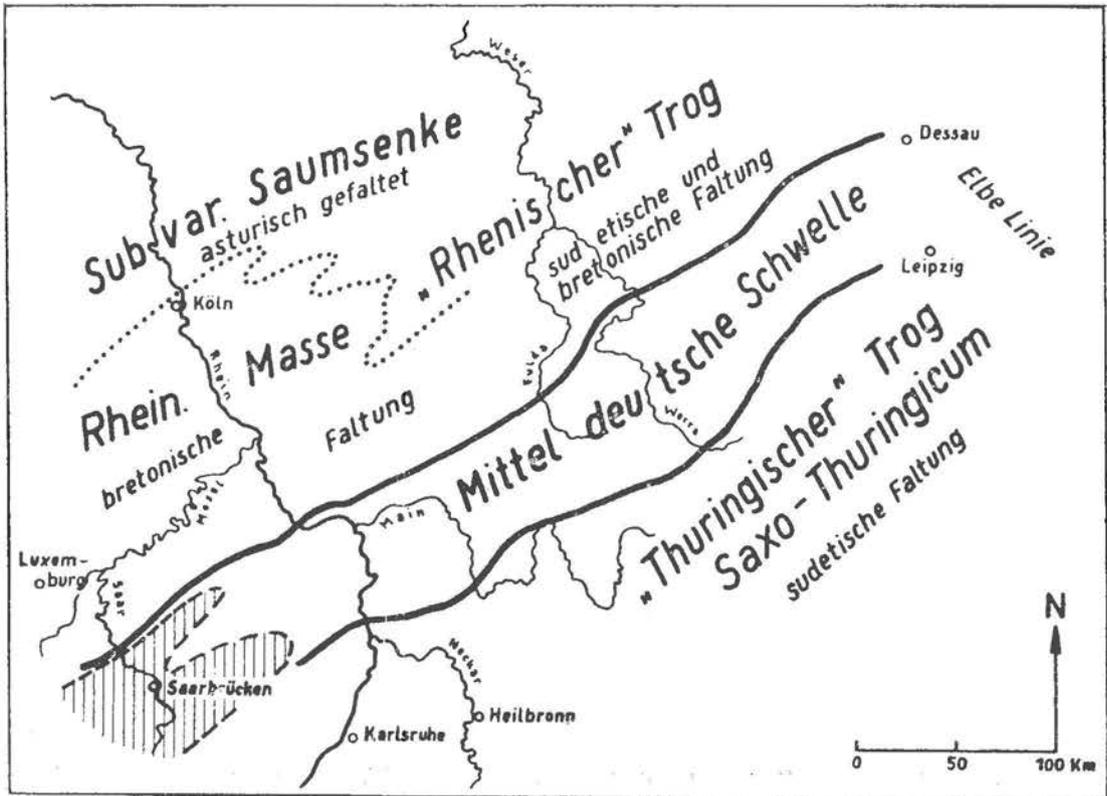


Abb. 1. Die Lage der Mitteldeutschen Schwelle und das Saar-Becken (schraffiert) etwa zur Zeit des Westfal. Im NW-Randgebirge sind die heutigen Vorstellungen über den Ablauf der variszischen Faltungen angegeben. Im SE-Randgebirge soll die Hauptfaltung sudetisch gewesen sein.

zum Ausdruck (ANDRES 1958, KNEUPER 1960 a), daß unter dem bergbaulich aufgeschlossenen tiefsten Westfal C (BODE 1936, GOTHAN 1943, GUTHÖRL 1943) noch mindestens 800 bis 1000 m mächtige Schichtenfolgen liegen bis zur Grenzfläche zum Untergrund der Saar-Nahe-Senke (= Oberfläche der Mitteldeutschen Schwelle). Bisher sind diese liegenden Schichten nicht durch eine Bohrung erschlossen worden. Sie dürften aber dem Westfal B, vielleicht auch noch dem Westfal A angehören.

II.

Die herrschende Lehrmeinung über die tektonische Entwicklung des Saarbrücker Hauptsattels wird durch die Darstellungen von DRUMM, GUTHÖRL, HEINTZ, KESSLER, PRUVOST, QUIRING, RÜCKLIN, SCHOLTZ, SEMMLER, SIVIARD, THEOBALD, WILLERT und anderen bestimmt. Sie schließen alle aus einer Diskordanz im Liegenden des Stefan A (Holzer Konglomerat) auf eine asturische Phase der variscischen Faltungs-Ära. Aber BODE (1936) bemerkt, daß ihm kein Fall einer Diskordanz im unmittelbaren Aufschluß bekannt geworden sei, und STILLE (1951) faßt zusammen, „daß die asturische Phase im Saarland nur in ganz schwachen Diskordanzen angedeutet ist, während die germanotyp erfolgte, zonenweise stärkere Einengung aufweisende „Haupt“-Faltung in die saalische Phase (zwischen dem Unter- und Ober-Rotliegenden) gehört“.

Zuerst KESSLER (1914), dann PRUVOST (1934), SCHOLTZ (1933) und RÜCKLIN (1955) glauben nachweisen zu können, daß die asturischen Bewegungen nicht kurzzeitig an eine Phase gebunden waren, sondern Senkung und Sedimentation einerseits und Faltung und Heraushebung andererseits nicht hintereinander, vielmehr nebeneinander herliefen. KESSLER und RÜCKLIN meinen, daß die Aufwölbung schon im frühen Westfal C einsetzte, SCHOLTZ läßt die Faltung etwa an der Wende Westfal C/D beginnen und PRUVOST stellt die Abtragungen der ersten Faltungen in das ausgehende Westfal.

Im saarländischen Steinkohlengebirge beruhen diese Schlüsse auf der Beobachtung, daß sich die Mächtigkeiten der Schichtenfolgen nicht nur im Streichen von NE nach SW, sondern auch quer dazu von SE nach NW (mit der Entfernung vom Sattelkern) deutlich vergrößern. Nach RÜCKLIN überwog im Gebiet des Saarbrücker Hauptsattels zunächst Senkungs-Tendenz im Westfal, später nahm die Differenz zwischen Senkungs- und Aufsattelungs-Betrag schrittweise ab und veränderte sich schließlich an der Wende Westfal/Stefan in das Gegenteil, das heißt, die Einengungs-Bewegungen wirkten sich mehr aus als die Absenkungs-Bewegungen, der Saarbrücker Hauptsattel tauchte zum erstenmal als Insel aus dem limmischen Becken der Saar-Nahe-Senke auf.

III.

Die Untersuchungen der letzten Jahre bestätigen die Beobachtungen über die Mächtigkeits-Veränderungen im Streichen und quer dazu. Das Bild ist für jeden Schichten-Abchnitt recht kompliziert durch den starken Einfluß weiterer Faktoren der Sedimentation, welche unter anderem ihren Ausdruck in einem äußerst unruhigen Fazies-Wechsel finden.

Es ist jedoch heute fraglich geworden, ob eine synsedimentäre Faltung im Gebiet des Saarbrücker Hauptsattels während des Westfals erfolgte, und auch an der Grenze Westfal/Stefan scheinen asturische Bewegungen nicht nachweisbar zu sein. Vielmehr können alle bisher als Beleg für solche Faltungen betrachteten Beobachtungen auch anders gedeutet werden, und die Ergebnisse der Untersuchungen in den letzten Jahren verleihen der neuen Deutung eine große Aussagesicherheit.

Die Westfal-Schichten der NW-Flanke des Saarbrücker Hauptsattels sind auf dem NW-Hang der absinkenden Mitteldeutschen Schwelle abgelagert worden. Der zentrale Höhenrücken der Schwelle lag SW-NE-streichend etwa 3,5 bis 4 km nordwestlich vom jetzigen Ausbiß der Randüberschiebung (Hauptüberschiebung, Randwechsel) des Saarbrücker Hauptsattels gegen die Saargemünd-Zweibrücker Mulde. Zunächst war der zentrale Höhenrücken der Mitteldeutschen Schwelle noch in bescheidenem Ausmaß Material-Lieferant für die Sedimente des Troges zwischen ihm und dem Hunsrück. Später sind Schüttungen von der Schwelle nicht mehr nachweisbar und es kam zu lückenhaften Ablagerungen geringmächtigerer Schichten auf dem Kern der Mitteldeutschen Schwelle.

Die Senkungsgeschwindigkeit der Mitteldeutschen Schwelle war zeitlich und räumlich unterschiedlich groß. Nach NW und nach SW werden die Schichten des Oberkarbons schnell auf kurze Entfernung immer mächtiger. Es entwickelte sich dadurch im Laufe der Zeit eine Schrägstellung besonders der tieferen Teile der Schichtenfolge. Diese "Aufrichtung" der Schichten erreichte schließlich zur Ablagerungszeit des Holzer Kongomerats (Stefan A) Beträge bis zu 14 Grad.

Bei den saalischen Bewegungen an der Wende Unter-/Ober-Rotliegendes wurde das Schichtenpaket an dem Randwechsel um mehrere Kilometer über die Mitteldeutsche Schwelle nach SE hinweg geschoben. Außer einer starken Einschleppung der Schichten an dem Randwechsel traten auch bei den saalischen Bewegungen im Gebiet des Saarbrücker Hauptsattels keine echten Faltungen ein.

Die wesentlichsten Ergebnisse unserer Arbeiten, welche zu dieser Auffassung geführt haben, seien in der folgenden Aufzählung kurz erläutert :

a) In den seismischen Profilen aus dem Gebiet des Saarbrücker Hauptsattels tritt im Untergrund eine Schwelle hervor. Sie erhebt sich über die wohl tiefsten Stellen des Beckens bis zu rund 2 000 m. Dieser Höhenunterschied darf aber nicht als Relief-Differenz zur Zeit der Anlage des Beckens aufgefaßt werden. Er ergibt sich einmal aus dem verzögerten Absinken der Schwellen-Region gegenüber den tieferen Bereichen des Beckens und zweitens aus einem teilweisen Wieder-Aufstieg des Schwellenkerns bei den saalischen Bewegungen. Die Schwelle liegt etwa dort, wo nach der Darstellung BRINKMANN's während des Unterkarbons der Kern der Mitteldeutschen Schwelle lag. Wahrscheinlich gibt die in den seismischen Messungen erkennbare Schwelle die Position der höchsten Erhebung des Kristallin-Rückens der Mitteldeutschen Schwelle wieder.

b) Die Schwelle taucht nach SW ab. Ihre Kuppe liegt im NE bei Bexbach/Frankenholz rund — 3 200 m NN tief, während sie im Raum Fischbach/Dudweiler bei etwa — 3 800 m NN zu suchen ist (KÖRLINGS 1963). Dieses Eintauchen nach SW ist alt angelegt, denn die Mächtigkeiten der oberkarbonischen Deckschichten nehmen ja in der gleichen Richtung beträchtlich zu. Die Vergrößerung der Mächtigkeiten im Streichen nach SW ist in dem der Beobachtung zugänglichen Teil der Schichtenfolge sogar noch größer als der infolge des Abtauchens der Schwellenkuppe zu erwartende Betrag. Das steht in Zusammenhang mit dem Verhalten der Achsen, die von Neunkirchen am NE-Ende des Saarbrücker Hauptsattels bis in den Raum Fischbach/Dudweiler ansteigen, hier kulminieren und dann recht schnell und ziemlich streuend nach SW abtauchen (KNEUPER 1960 b).

c) die Paläogeographie des Sedimentations-Raumes wurde außer durch die Wirkungen der Randgebirge und des Klimas maßgeblich bestimmt durch diese Schwelle. Sie

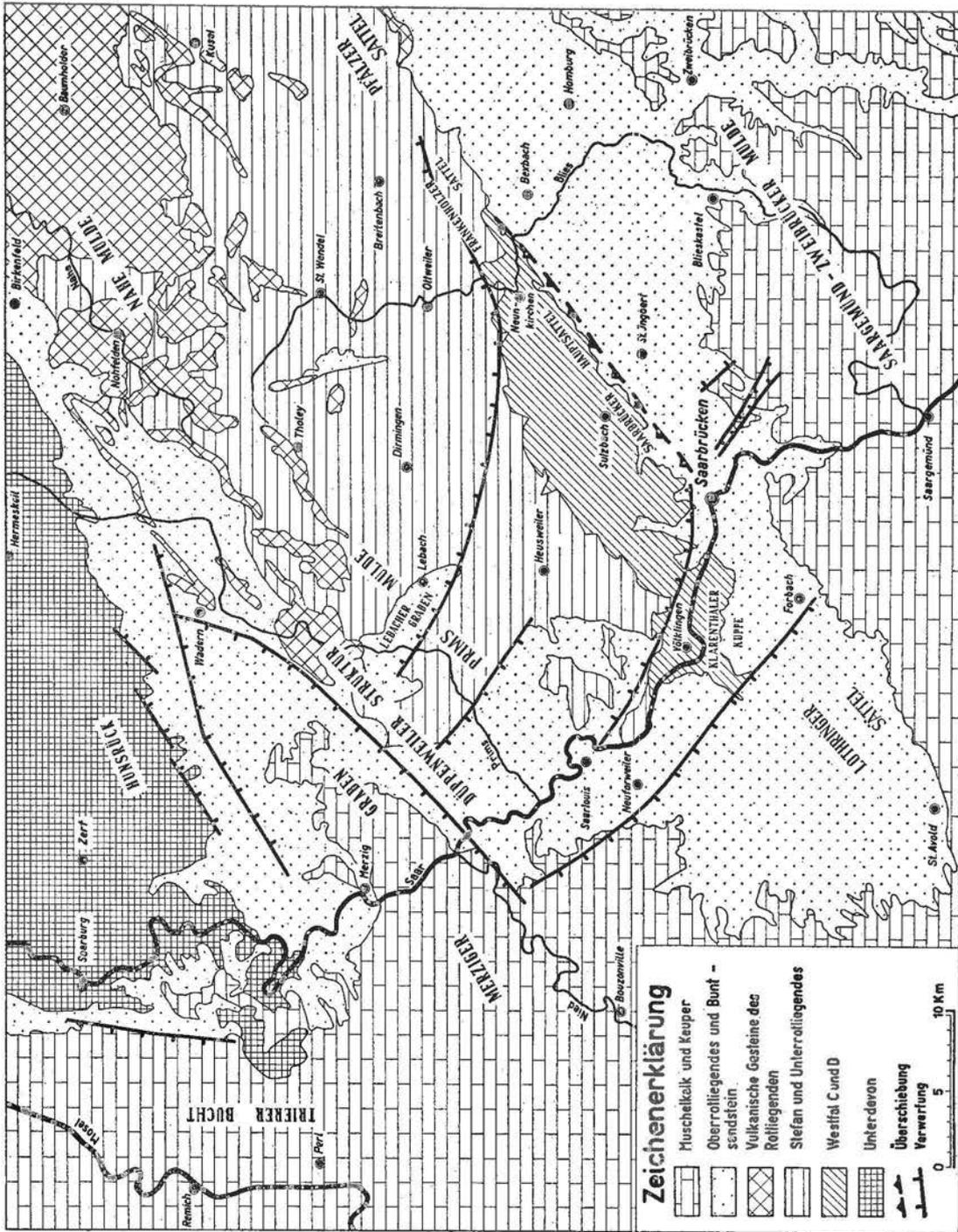


Abb. 2. Geologische Übersichtskarte des Saarlandes. Die bedeutenden stratigraphischen Grenzen mit wesentlichem Wechsel der Fossilführung und Lithologie liegen in diesem Abschnitt der Beckenfüllung der Saar-Nahe-Senke zwischen Westfal und Stefan, zwischen Unter- und Oberrotliegendem und zwischen Buntsandstein und Muschelkalk.

teilte das Saar-Nahe-Becken in ein nördliches und in ein südliches Teilbecken. Durch eine große Blattverschiebungs- und Überschiebungs-Bewegung, die ihren hervorragenden Ausdruck in diagonalen Scherungs-Blättern („Saar-Sprung“, „Fischbach-Sprung“) und einer Abscherungs-Fläche („südliche Randüberschiebung“ oder „Randwechsel“) fanden, wurden die Schichten vom NW-Hang der Schwelle, beziehungsweise vom SE-Rand des nördlichen Teilbeckens, bei den saalischen Bewegungen etwa 4,5 km weit nach SE über die Schwelle hinweg geschoben. In dieser Höhenlage sind sie vom Bergbau aufgeschlossen worden und unseren Untersuchungen zugänglich, während wir im übrigen auf wenige Bohrungen und die geophysikalischen Vermessungen angewiesen sind.

d) Bezeichnend sind unsere heutigen Kenntnisse über die Herkunft des Sediment-Materials, das auf dem NW-Hang der Schwelle abgelagert wurde: LEPPLA (1904), VAN WERVEKE (1906), KESSLER und DRUMM (1929) beschreiben in den tieferen Teilen der Westfal-Schichtenfolge feldspatreiche Sandsteine (Arkosen), ferner als Gerölle in Konglomeraten „gewisse grüne, an grünlichem Glimmer reiche Quarzite“, „sehr glimmerreiche Quarzite bis Glimmerschiefer und Kieselschiefer“, schließlich auch Granite, die alle nicht aus dem Devon des Hunsrücks stammen können. Die übrigen Gesteins-Anteile und Gerölle lassen sich nach übereinstimmender Ansicht aller Bearbeiter auf die Abtragung von Hunsrück-Gesteinen zurückführen. *Entweder* war die Schwelle im tieferen Westfal noch nicht Hochgebiet, konnte also von manchen Schüttungen aus dem südöstlichen Randgebirge der Saar-Nahe-Senke überschwemmt werden, stieg auf und sperrte erst nach und nach das nördliche Teilbecken von solchen Schüttungen ab (wie RÜCKLIN annimmt), *oder* aber es war die Schwelle zunächst hoch und es stammen diese Feldspat-Komponenten und vereinzelt Gerölle unmittelbar von dem nahe südlich des Sedimentationsraumes liegenden Kerngebiet der Schwelle, das während der Sedimentation unseres Westfals infolge des Absinkens dann schließlich kein Sediment-Material mehr lieferte.

Der zuletzt genannte Vorgang ist wahrscheinlicher, denn zum Hangenden werden die Sedimente des Westfal C immer feldspatärmer. LEPPLA spricht sogar von den feldspat-freien Schichten der oberen Saarbrücker Gruppe (Westfal D). Erst mit dem Stefan setzt plötzlich wieder eine Feldspat-Führung der Sandsteine ein, die bis zur Ausbildung echter Arkosen gehen kann (KNEUPER & SCHÖNENBERG 1962), und Kristalline Komponenten kommen vor. Diese Gesteins-Anteile im Stefan werden vom südlichen Randgebirge abzuleiten sein. Dafür sprechen auch die Messungen von Schüttungs-Richtungen, welche im höheren Westfal eine Schüttung von N, dagegen im Stefan A und generell auch im Stefan B eine solche von S im überwiegenden Ausmaß anzeigen. Außerdem ist mit dieser Veränderung der Komponenten ein Farbwechsel zwischen Westfal und Stefan verbunden. Nach FALKE (1954) sind die Rotsedimente Abtragungsprodukte eines Gebietes mit intensiver Rotverwitterung. Es wird deshalb die Vermutung geäußert, daß auch diese Verwitterungsprodukte zum Teil vom südlichen Randgebirge gekommen sind. Dann ist es nur schwer vorstellbar, wie diese Schüttungen im Stefan über einen schon asturisch aufgewölbten Saarbrücker Hauptsattel hinweg erfolgt sein können, der nach RÜCKLIN ja mit Beginn des Stefans eine Insel bildete.

Ähnliche Gesteine, wie diejenigen, welche in den tieferen Westfal-Schichten als Komponenten vorkommen, beschreibt LEPPLA als Einschlüsse aus dem saalischen Kuselit vom Remigiusberg bei Kusel. Gleichzeitig stellen diese Einschlüsse die Verbindung zu

den Gesteinen der metamorphen Zone am Südrand des Hunsrücks und bei Düppenweiler her, welche nach SCHOLTZ und BRINKMANN zum Nordsaum der Mitteldeutschen Schwelle gehören.

e) Noch heute zeichnet sich der Kern dieser Schwelle des Untergrundes sehr deutlich in den Isothermen der vom Bergbau unbeeinflussten Gebirgstemperatur ab. HÜCKEL (1963) rechnete alle Messungen auf das Niveau — 400 m NN um, entwarf eine Isothermen-Karte und erhielt ein Bild derselben, das den Tiefenlinien-Plänen der Reflexions-Seismik und den paläogeographischen Karten stratigraphisch-fazieller Untersuchungen in vieler Hinsicht gleicht. Die Temperatur-Unterschiede in dem karbonischen Deckgebirge zwischen dem Gebiet unmittelbar über dem Kern und dem etwa 10 km entfernt liegenden Randgebiet des Meßbereichs über dem Nordwest-Hang der Schwelle erreichen in diesem Niveau über 20° Celsius. Wahrscheinlich leiten die vermutlich kristallinen Gesteine der Schwelle die aus dem Erdinnern aufsteigenden Wärmeströme besser als die Sedimente des Oberkarbons, und es tritt deshalb über dem Schwellenkern infolge eines Stauens ein so scharf umgrenztes Temperatur-Hoch mit einer recht kleinen geothermischen Tiefenstufe auf. Das Temperatur-Hoch liegt nicht am Ausbiß des Randwechsels, wo bisher immer der Kern des Saarbrücker Hauptsattels angenommen wurde, sondern etwa 3, 5 bis 4 km nordwestlich. Das Temperatur-Hoch ist also nicht an dem Randwechsel mitüberschoben worden, sondern verblieb dort, wo der zentrale Höhenrücken der Mitteldeutschen Schwelle in großer Tiefe liegt.

f) Auch in der Inkohlung der Flöze macht sich die Schwelle bemerkbar. Nach den Untersuchungen von PATTEISKY und M. TEICHMÜLLER war die Inkohlung im Ruhrgebiet und in anderen Steinkohlenbecken vor der Faltung weitestgehend abgeschlossen und ihr Ausmaß nahezu nur abhängig von der höchsten Erhitzung, der die Kohle längere Zeit ausgesetzt war. Von besonderer Bedeutung ist dabei die einstige maximale Versenkungstiefe der Kohle. Die Linien gleicher Inkohlung fallen auf dem NW-Flügel des Saarbrücker Hauptsattels nun nicht parallel zu den Schichten ein, sondern mit einem geringeren Betrag, so daß sie die Flöze unter spitzem Winkel schneiden, und in dem gleichen Flöz mit größerer Entfernung vom Schwellenkern eine höhere Inkohlung nachzuweisen ist (DAMBERGER 1961). Die Linien gleicher Inkohlung geben uns also heute die ungefähre Hangneigung der Schwelle vor der saalischen Faltung an.

g) Gegenüber dem Grundwasserspiegel in der Saar-Nahe-Senke, der ja immer wieder durch die jetzigen Steinkohlenflöze abgebildet wurde, wechselte andauernd die Höhenlage der Schwelle. Es kommen dafür verschiedene Gründe in Betracht, die vielleicht zu einem Teil in einem Wandel des Klimas, der Heraushebung der Randgebirge und in ähnlichen Einflüssen zu suchen sind. Im wesentlichen ist jedoch eine örtlich verschieden große Absenkung in der Saar-Nahe-Senke verantwortlich zu machen. Es gelang an Hand von stratigraphisch-faziellen Untersuchungen der Nachweis von gelegentlichen Fazies- und Mächtigkeits-Veränderungen an manchen Quer- und Diagonal-Störungen. Zweifellos sind diese Störungen von jüngerem Alter als die Sedimentation. Das beweist nicht nur die tektonische Analyse, sondern zeigt auch der mit den Schichten gleichsinnige und gleichgroße Verwurf der Linien gleicher Inkohlung. Die Inkohlung muß also auch hier vor dem Auftreten der Störungen abgeschlossen gewesen sein, und die Störungen sind nicht synsedimentär tätig gewesen. Andererseits ist offensichtlich das tektonische Gefüge des

saarländischen Steinkohlengebirges schon frühzeitig vorgezeichnet gewesen. STAESCHE (1961) trug die Linien gleicher Mächtigkeiten (Isopachen) kleinerer Abschnitte der Schichtenfolge des Westfal C in Richtungs-Rosen ein und erhielt ein Bild, das den kleintektonischen Richtungs-Rosen aus demselben Raum sehr gleicht.

h) Weitere Ergebnisse stratigraphisch-fazieller Untersuchungen sprechen ebenfalls für die Annahme der Schwelle in der Saar-Nahe-Senke: Konglomerat-Schüttungen, die immer zu mehr als 90 % aus Taunus-Quarzit-Geröllen vom Hunsrück bestehen, laufen in Form von Zungen gegen die Schwelle aus. Ferner verlieren manche Flöze gegen NW deutlich an Mächtigkeit oder keilen ganz aus, und ebenso verhalten sich ihre Berge-Mittel (Zwischenlagen von meist feinklastischen Sedimenten in den Flözen).

Bei diesen stratigraphisch-faziellen Untersuchungen müssen aber verschiedene Gesichtspunkte beachtet werden, welche die angeführte Schlußfolgerung einschränken:

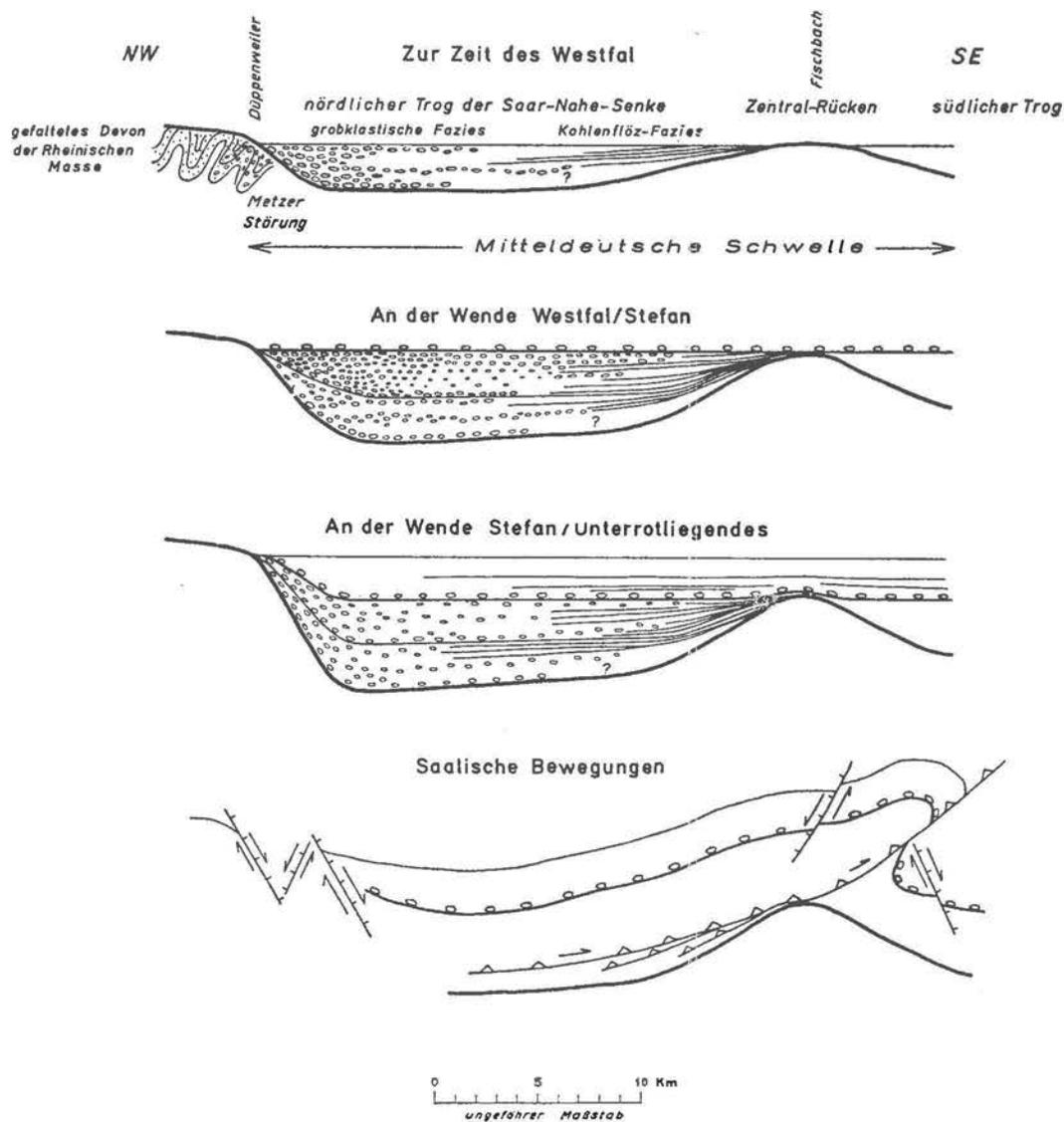
1. Mit größerer Entfernung vom Liefergebiet, dem Hunsrück, wurde wohl sowieso nur feinklastischeres Material transportiert.
2. Im Ruhr-Karbon sind die Moore an die ästuarine Fazies gebunden, und Flöze keilen mit dem Ausspitzen der gröber klastischen Schüttungen aus. Ähnlich verhält es sich im Wealden-Becken Niedersachsens und im Molasse-Becken Oberbayerns, wo sich die Moore im wesentlichen an der Grenze von der grobklastischen ästuarinen Sedimentation zur tonigen küstenfernen Fazies entwickelten (R. TEICHMÜLLER).
3. Die Mächtigkeits-Abnahme der gesamten Schichtenfolge nach SE kann durch die sehr verschieden starke Setzung der beteiligten Gesteine mit verursacht sein.

Setzung von Karbon-Sedimenten nach:

	VAN DER HEIDE	KELLER	R. TEICHMÜLLER
Sand	0	1	25 %
Ton	65-80	27	mehr als 55 %
humose Substanz	90	55	85 %

Auf die Wirkungen der Setzung sind also teilweise die Mächtigkeits-Abnahmen nach SE und die Bildungen von klein-topographischen Reliefs im Sedimentations-Raum zurückzuführen, wie sie KELLER (1956) aus dem Ruhr-Karbon beschreibt, und wie sie in unseren Isopachen-Karten und in der Fazies-Verteilung zum Ausdruck kommen. Nicht erklären läßt sich damit aber einmal die Übereinstimmung der Richtungen von der Kleintektonik mit den Isopachen und zweitens die Abbildung der Neigung vom NW-Hang der Schwelle in den Linien gleicher Inkohlung. Ferner konnte STAESCHE berechnen, daß trotz der Setzung eine Mächtigkeits-Abnahme zur Schwelle hin eintritt, und HOPPE (1961) fand eine subaquatische Rutschung in einem Flöz, welche nach NW, also hangabwärts gegen die Schüttung, gerichtet ist. Insofern sind unsere Verhältnisse differenzierter als im Ruhr-Karbon und die geschilderten stratigraphisch-faziellen Erscheinungen den Einflüssen der Schwelle zu wenigstens einem Teil zuzuschreiben.

i) Gegen Ende des Westfals belebten sich die Bewegungen in den Randgebirgen und in der Saar-Nahe-Senke: Grobe Konglomerate vom Hunsrück stießen in zahlreichen Linsen gegen die Schwelle vor (Heiligenwalder Schichten). Gleichzeitig sind



Schema der Entwicklung des Saarbrücker Hauptsattels

Abb. 3. Schema der Entwicklung des Saarbrücker Hauptsattels. Die NW-Randstörung, die Metzer Störung, zieht in Abb. 2 etwa von Bouzonville nach Birkenfeld. Der Zentralrücken liegt tief unter dem Saarbrücker Hauptsattel rund 4 km NW des jetzigen Ausbisses der streichenden Überschiebung verborgen.

die Flöz-Bildung und der Fazies-Wechsel sehr unbeständig geworden. Außerdem entwickelte sich im Kern der Schwelle eine Schichten-Lücke, welche nach BAUER (1956) und GUTHÖRL (1943) dort am größten ist, wo nach KNEUPER die Achsen des Saarbrücker Hauptsattels kulminieren. Diese tektonische Unruhe hatte schließlich zur Folge, daß das Holzer Konglomerat (unterstes Stefan A) weit nach SE über die Schwelle griff und andererseits feldspat-haltige Sedimente vom SE-Randgebirge von nun an in das nördliche Teilbecken geschüttet wurden. Dabei nahm das Holzer Konglomerat sogar im Kern der Schwelle Tonsteine als Gerölle auf. Es haben also Abtragungen stattgefunden (PRUVOST).

Es ist schwer die Frage zu beantworten, ob im Kern der Schwelle bei diesen asturischen Bewegungen auch Aufrichtungen von Westfal-Schichten infolge von Einengungen erfolgten. Schon DRUMM meinte, an der Schichten-Lücke im höheren Westfal könnten Sedimentations-Pausen beteiligt sein. Und BODE stellt fest, daß im allgemeinen nach den von ihm beobachteten Aufschlüssen das Holzer Konglomerat konkordant auf dem Westfal liege. QUIRING (1936) dachte an Sedimentations-Unterbrechungen und Absenkungs-Pausen der Saar-Nahe-Senke über längere und kürzere Zeiten hinweg und zog zur Erklärung der Schichten-Lücke unter dem Holzer Konglomerat zusätzlich eine bedeutende Abtragung hinzu.

Alle bisherigen Beobachtungen brauchen jedenfalls nicht auf asturische Faltungsbewegungen zurückgeführt zu werden. Die Widersprüche heben sich auf, wenn wir eine Erhöhung der Relief-Energie durch Hebungen im NW- und SE-Randgebirge bei gleichlaufend fortschreitender Absenkung der Schwelle in Betracht ziehen. Auch mögen klimatische Veränderungen größeren Einfluß besitzen. Das würde zwanglos erklären, weshalb die starken Konglomerat-Schüttungen im oberen Westfal D einsetzten, das Holzer Konglomerat mit seinen bis 50 cm Durchmesser großen Geröllen weit nach SE übergriff (wobei örtliche Abtragungen eine natürliche Folge sind) und im Stefan Sediment-Material vom SE-Randgebirge im nördlichen Teilbecken auftrat. Aus der Entwicklung der Schwelle können wir entnehmen, daß die Schichten-Lücke im Liegenden des Holzer Konglomerats nicht kurzfristig im höheren Westfal, sondern nach und nach aus Sedimentations-Unterbrechungen bestand. Es sei nochmals erwähnt, daß ja die uns heute aufgeschlossenen Schichten ursprünglich auf dem NW-Hang der Schwelle abgelagert worden waren.

k) Für diese Auffassung spricht auch der Umstand, daß sich im Stefan die gleichartige paläogeographische Entwicklung der Saar-Nahe-Senke in unserem Untersuchungsgebiet fortsetzte, wenn wir davon absehen, daß die Schwelle nun von den Schüttungen aus SE überschwemmt wurde. Eine tektonische Phase hätte wohl stärkeren Einfluß auf die weitere Gestaltung des Beckens genommen. Dagegen kann auch noch im Stefan A von einem nördlichen Teiltrog gesprochen werden. Die Schichten-Mächtigkeiten nehmen ebenso wie im Westfal im Streichen der Schwelle nach SW und quer zu ihr nach NW deutlich zu (KNEUPER & SCHÖNENBERG). Die Schwelle war zumindest noch eine Untiefe, welche weiterhin wie eine Halbinsel von NE her in das Untersuchungsgebiet hineinragte.

Erst im Stefan B deutet sich eine Veränderung der paläogeographischen Grundzüge an, welche sich dann im Stefan C klarer abzeichnet. Die Breitenbacher Schichten stellen im NE eine über 150 m mächtige grünbunte Folge dar, in der früher ein Flöz gebaut wurde, das Grenzkohlenflöz. Während im Westfal und im Stefan A die Flöz-Führung von

NE nach SW durchwegs besser wurde, tritt hier der umgekehrte Fall ein. Gleichzeitig wird die grünbunte Zone nach SW immer dünner und eine mächtige rotbunte Folgeschaltet sich im Hangenden bis zum Dirminger Konglomerat ein. Denn das am Littermont bei Düppenweiler, am Steinberg bei Nalbach und am Hoxberg bei Falscheid aufgeschlossene Konglomerat ist nach den Kartierungen von H. SCHNEIDER (1958), BRITZ (1963) und unseren Beobachtungen auf Grund von Gelände-Begehungen und der seismischen Messungen mit dem Dirminger Konglomerat, dem liegendsten Horizont der Kuseler Gruppe des Unter-Rotliegenden, identisch. Im Raum Düppenweiler/Nalbach zeigt das hier sehr grobe und stellenweise über 20 m mächtige Konglomerat umlaufendes Streichen und gibt uns den SW-Muldenschluß der Prims-Nahe-Mulde und vielleicht auch den Beckenschluß zur damaligen Zeit an. Nach NE in Richtung Dirraingen löst es sich in mehrere Horizonte auf (SCHNEIDER) und die Geröll-Größe läßt nach. Wenn auch noch keine Angaben über die Schüttungs-Richtung gemacht werden können, so läßt doch die Zusammensetzung der Gerölle, wiederum handelt es sich bei mehr als 90 % um Taunus-Quarzit, auf eine Herkunft von NW schließen, und das Liefergebiet lag im W am nächsten. Südlich und Südwestlich des Muldenschlusses der Prims-Nahe-Mulde wurde bisher in Bohrungen, welche das zuoberstliegende triadische und jurassische Deckgebirge durchstießen, kein Unter-Rotliegendes mehr gefunden, sondern höchstens Stefan B. Bei Busendorf (Bouzonville) wurde sogar unter dem Deckgebirge gleich der metamorphe Nordsaum der Mitteldeutschen Schwelle (BRINKMANN, SCHOLTZ) in Form von Phylliten und Quarziten, wie sie bei Düppenweiler zu Tage austreichen, angetroffen (LEPPLA, KESSLER). SCHNEIDER vergleicht die schwarzen Quarzit-Gerölle im Dirminger Konglomerat mit den gleichartigen Gesteine von Düppenweiler, so daß die Komponenten vielleicht aus diesem Raum stammen. Wir gewinnen den Eindruck, daß an der Wende Karbon/Rotliegendes sich hier Bewegungen abspielten (SCHNEIDER), ein Hochgebiet entstand und maßgeblichen Einfluß auf die paläogeographische Ausgestaltung der Saar-Nahe-Senke und auch die späteren tektonischen Bewegungen nahm.

m) Die Mitteldeutsche Schwelle bestimmte stark den Ablauf der saalischen Bewegungen an der Wende vom Unter- zum Ober-Rotliegenden, indem sie wahrscheinlich im Gebiet des Saarbrücker Hauptsattels eine echte Auffaltung weitgehend verhinderte und die Entwicklung einer ausgeprägten Blattverschiebungs- und Überschiebungs-Tektonik auslöste. Neben den großen Blattverschiebungen am „Saar-Sprung“, am „Fischbach-Sprung“ und anderen „Sprüngen“ ist das bemerkenswerteste tektonische Element des Untersuchungsgebietes die große südvergente Überschiebung des „Randwechsels“. Sie nahm zusammen mit den Blattverschiebungen einen großen Teil des Einengungs-Betrages auf. ALTMAYER (1962) betont, daß noch zahlreiche weitere Blattverschiebungen und Überschiebungen auf vielen Gruben bekannt geworden sind, und er weist besonders darauf hin, daß sehr viele Schicht-Fugen zu Gleitflächen umgewandelt wurden.

Während nach den Isothermen (HÜCKEL) die großen Blattverschiebungen bis in den Untergrund herabreichen, wurzelt nach den seismischen Profilen die Überschiebung des „Randwechsels“ nicht unmittelbar in der Grenzfläche zwischen der Mitteldeutschen Schwelle und dem Oberkarbon, sondern in den tieferen Teilen der Schichtenfolge. Sie entwickelt sich offensichtlich aus vielen schicht-parallelen Gleitflächen, die vermutlich mit den Schichten am NW-Hang der Schwelle hinauf liefen. Erst am zentralen Höhenrücken der Schwelle schlossen sie sich zu einer Überschiebung zusammen. Sie folgte zunächst auch

der hier etwas flacheren Neigung der Schwellenkuppe, um dann aber kurz vor dem Erreichen der höchsten Erhebung der Schwelle nach oben durchzustoßen und die hangenden Schichten zu durchspießen. Ihre Überschiebungsweite können wir nicht genau festlegen ; sie dürfte mit mindestens 4 bis 5 km nicht zu hoch gegriffen sein.

n) Der flexurartige Verlauf der Überschiebung über der abgeflachten Schwellenkuppe wirkte sich weit in das hangende Schichten-Paket aus. In Schnitten des markscheiderischen Reißwerks quer durch den Saarbrücker Hauptsattel ist eine Flexur im NW-Einfallen der Schichten enthalten, die über dem rund 3500 m tiefer liegenden Schwellenkern der seismischen Profile auftritt. Es fällt ferner bei der Betrachtung der Quer- und Diagonal-Störungen auf, daß sie hier in vielen Fällen einem deutlichen Richtungs-Wechsel unterworfen sind, der wiederum verbunden ist mit einer Veränderung des Bewegungs-Betrages und vielleicht auch der Bewegungs-Richtung. Die Klein-Tektonik innerhalb der Flöze besitzt ebenfalls nordwestlich und südöstlich dieser Flexur in manchen Elementen verschiedene Züge (KIND 1959).

o) Zum Schluß sei nicht der Hinweis versäumt, daß die geschilderten Aussagen sich nur auf den Saarbrücker Hauptsattel beziehen, jener tektonischen Großscholle zwischen dem Blies-Durchbruch bei Neunkirchen und dem Saar-Tal zwischen Saarbrücken und Völklingen (KNEUPER 1960 c). Südwestlich vom Saar-Sprung, der einen tiefgreifenden Wechsel der sedimentären und tektonischen Entwicklung markiert, herrscht ein völlig andersartiger Baustil, der ebenfalls seine Ursache hat in der paläogeographischen Anlage dieses Teils der Saar-Nahe-Senke.

ANGEFÜHRTES SCHRIFTTUM

- ALTMEYER, E. — Neuere Aufschlußarbeiten im Bereich des Saarkarbons und Aufgaben der Lagerstättenforschung in der nächsten Zukunft. — Mitt. deutsch. Markscheider-Ver., 67, 5, S. 207-222, 1960.
- ALTMEYER, E. — Neue Bergbauliche Aufschlüsse im Bereich der Saarbergwerke AG. — Vortrag Monatsversammlung deutsch. geol. Ges., Saarbrücken, Winterhalbjahr 1962/63.
- ANDRES, J. — Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Saar-Nahe-Trog. — Erdöl und Kohle, 11, S. 441-450, Hamburg 1958.
- BAUER, E. — Im südlichen Feldesteil der Grube Jägersfreude ist die Tektonik — insbesondere hinsichtlich der Südlichen Randüberschiebung und des Saarsprunges — zu untersuchen. — Marksch. Probearbeit, OBA Saarbrücken, 1956.
- BODE, H. — Paläobotanisch-stratigraphische Untersuchungen im Saarbrücker Karbon. — Abh. preuß. geol. Landesanstalt, N.F. 171, S. 39-82, Berlin 1936.
- BODE, H. — Die floristische Gliederung des Westfals und seine Abgrenzungen gegen das Stefan. — Z. deutsch. geol. Ges., 107, S. 1-14, Hannover 1956.
- BRINKMANN, R. — Die Mitteldeutsche Schwelle. — Geol. Rundsch., 36, S. 56-66, Stuttgart 1948.
- BRITZ, K.M. — Die Grenze Karbon/Perm im mittleren Saarland. — Ann. Univ. Sarav., Scientia, X, 1/2, S. 1-11, Saarbrücken 1962.
- DAMBERGER, H. — Innerbetrieblicher Bericht der Saarbergwerke AG., Saarbrücken 1961.
- DRUMM, R. — Die Geologie des Saar-Nahe-Beckens. I. Das Steinkohlengebirge. — Neunkirchen 1929.
- FALKE, H. — Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im Pfälzischen Rotliegenden. — N. Jb. Geol. Paläont., 99, 3, Stuttgart 1954.
- FALKE, H. — Die Rotsedimentation im Saar-Pfälzischen Rotliegenden. — Geol. Rundsch., 43, Stuttgart 1955, S. 350-351.
- GUTHÖRL, P. — Die Westfal-Stephan-Grenze im Saarkarbon im Bereich der Grube Götterborn. — Z. deutsch. geol. Ges., 106, Hannover 1956.
- GUTHÖRL, P. — Hundert Jahre Paläontologie und Karbonstratigraphie im Saarbrücker Steinkohlengebirge. — Bergfreiheit, 24, S. 111-129, Essen 1959.
- HEINTZ, V. & DRUMM, R. — Das Saar-Lothringer Gebiet. — In: Der deutsche Steinkohlenbergbau. — Technisches Sammelwerk, Bd. 1, Essen 1942.
- HOPPE, P. — Eine durch subaquatische Rutschung verformte Kohlenlinse in den unteren Saarbrücker Schichten. — Bergbau, 2, Essen 1961.
- HUCK, G. & KARWEIL, J. — Probleme und Ergebnisse der künstlichen Inkohlung im Bereich der Steinkohlen. — Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf., 3, 2, S. 717-724, Krefeld 1962.
- HÜCKEL, B. — Ergebnisse bei Gebirgstemperaturmessungen im Saarkarbon. — Vortrag Jahresversammlung deutsch. geophysik. Ges., Bochum, April 1963.
- KELLER, G. — Paläotopographie und Kleinfazies. — Geol. Rundsch., 45, S. 128-134, Stuttgart 1956.
- KESSLER, P. — Versuch einer zeitlichen Festlegung der Störungsvorgänge im Saar-Nahe-Gebiet. — Geol. Palaeont. Abh., N. F. 13, H. 3, S. 127-218, Jena 1914.
- KIND, H. D. — Feintektonische Untersuchungen in der Steinkohlengrube St. Ingbert/Saar. — Diplomarbeit Bonn 1959.

- KNEUPER, G. — Geologische Untersuchungsarbeiten der Saarbergwerke AG. — Glückauf, 96, S. 943—947, Essen 1960a.
- KNEUPER, G. — Über Untersuchungen der Faltenachsen im Bereich des Saarbrücker Hauptsattels. — Geol. Jb., 77, S. 591-598, Hannover 1960b.
- KNEUPER, G. — Schollen und Schollenränder im Saarkarbon. — Geol. Rundsch., 50, S. 442-449, Stuttgart 1960c.
- KNEUPER, G. & SCHÖNENBERG, R. — Das Stefan A (Untere Ottweiler Gruppe) auf der Nordwestflanke des Saarbrücker Hauptsattels. — Bergfreiheit, 27, S. 467-478, Essen 1962.
- KÖRLINGS, H. — Zusammenfassende Ausarbeitung der bisher im Saarland geschossenen seismischen Profile unter Verwertung der Untertage-Aufschlüsse, insbesondere die Darstellung des Holzer Konglomerats in Höhenlinienplänen. — Diplomarbeit Clausthal-Zellerfeld 1963.
- LEPPLA, A. — Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges. — In : Der Steinkohlenbergbau des Preußischen Staates in der Umgebung von Saarbrücken, Teil 1, das Saarbrücker Steinkohlengebirge. — S. 5-57, Berlin 1904.
- PAPROTH, E. — Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. — Forsch. Geol. Rheinld. u. Westf., 3,1, S. 385-422, Krefeld 1960.
- PATTEISKY, K. & TEICHMÜLLER, M. — Inkohlungsverlauf, Inkohlungsmaßstäbe und Klassifikation der Kohlen auf Grund von Vitrit-Analysen. — Brennstoff-Chemie, 41, S. 79-137, Essen 1960.
- PILGER, A. — Die Sandschüttungen im rheinisch-westfälischen Oberkarbon und das nördliche Vorland. — Geol. Jb., 64, S. 519-588, Hannover 1949.
- PLIGER, A. — Tektonik, Magmatismus und Vererzung. Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., 104, S. 199-218, Hannover 1953.
- PRUVOST, P. — La structure du bassin houiller de la Sarre. — Rev. Univ. Mines, 17, S. 61-79, Paris 1928.
- PRUVOST, P. — Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. — Teil 3 : Description géologique, Lille 1934.
- QUIRING, H. — Grundzüge der Geologie des Saarkohlenbeckens. — Abh. preuß. geol. Landesanstalt, N.F. 171, S. 7-37, Berlin 1936.
- RÜCKLIN, H. — Das Holzer Konglomerat im Saarkarbon. — Geol. Jb., 70, S. 436-507, Hannover 1955.
- SCHNEIDER, H.E. — Geologisch-sedimentologische Untersuchungen im Bereich der Karbon-Perm-Grenze des Saargebietes. — Ann. Univ. Sarav., Scientia, VII, 3/4, S. 350-398, Saarbrücken 1958.
- SCHOLTZ, H. — Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar-Nahe-Gebiet und die Entstehungsweise der Saar-Nahe-Senke. — Z. deutsch. geol. Ges., 85, S. 316-382, Berlin 1933.
- SEMMLER, W. — Die stratigraphisch-tektonische Stellung der oberkarbonischen Schichtenfolge in der Ziegelei Wellesweiler. — Glückauf, 72, S. 960-965, Essen 1936.
- SEMMLER, W. — Die geologischen Grundlagen des Saarbergbaues. — Kohle und Erz, H. 10, Essen 1936.
- SIVIARD, M. E. — Le bassin houiller Sarro-Lorrain. — Rev. de l'industrie minéraux, S. 1-39, St. Etienne 1933.
- SIVIARD, M.E. & FRIEDEL, E. — Études des gîtes minéraux de la France. Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. Atlas. — Paris 1932.

- STACH, E. — Der Inkohlungsprung im Ruhrkarbon. — Brennstoff-Chemie, 34, S. 353-355, Essen 1953.
- STRAESCHE, U. — Stratigraphisch-fazielle und embryonal-tektonische Untersuchungen in den oberen Sulzbacher Schichten des östlichen Saarreviers. — Diplomarbeit Tübingen 1961.
- STILLE, H. — Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Beih. Geol. Jb., 2, 138 S., Hannover 1951.
- TEICHMÜLLER, R. — Sedimentation und Setzung im Ruhrkarbon. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 145-168, Stuttgart 1955.
- THEOBALD, N. — Aperçu Géologique du Territoire de la Sarre. — Publ. de l'Univ. de la Sarre, Saarbrücken 1952.
- WEHRLI, H. — Graptolithenführendes Kieselschiefergeröll aus dem Finefraukonglomerat des Ruhrgebietes. — Glückauf, 74, S. 249-250, Essen 1938.
- WERVEKE, L. van — Erläuterungen zu Blatt Saarbrücken 1 : 200 000 der Geologischen Übersichtskarte von Elsaß-Lothringen. — Straßburg 1906.
- WILLERT, H. — Tektonik der Saarbrücker Steinkohlenablagerung. — Glückauf, 52, S. 1091-1104 und S. 1121-1128, Essen 1916.

Les dragées calcaires des mines
de fer lorraines : un mécanisme actuel
de formation de la structure oolithique

par PIERRE L. MAUBEUGE

Les dragées calcaires des mines de fer lorraines: un mécanisme actuel de formation de la structure oolithique

par PIERRE L. MAUBEUGE

Il y a soixante quatre ans, dans une assez courte note, G. BLEICHER, fondateur de la pétrographie des roches sédimentaires, décrivait les concrétions calcaires dragéiformes de la prise d'eau de Lisbonne (Portugal) et des galeries des mines de fer lorraines (1).

Bien que le sujet apparaisse intéressant à plusieurs titres, notamment, comme il me semble, par ses incidences quant à la formation des roches oolithiques anciennes, il ne paraît pas avoir été l'objet d'autres études, après cet auteur.

BLEICHER est d'ailleurs alors assez laconique, ne donne aucune figuration; et, surtout, il n'a pas élucidé des points fondamentaux relatifs au mode de formation de ces dragées.

Il apparaît que ces dragées ne sont pas autre chose que les perles des cavernes des spéléologues. Récemment, LIEGEOIS (2), a formulé à leur propos quelques suggestions touchant de très près les détails réels de leur formation.

BLEICHER signale primitivement que, à Lisbonne, les dragées se forment dans une galerie non submergée, où coule de l'eau ne pouvant agiter les corps immergés, en question. L'eau suinte et tombe des parois, les tapissant de concrétions calcaires: elle est donc très chargée de sels de calcium. Le fond de la galerie, sablo-argileux, est encroûté de calcite, laquelle se forme en quelques années au maximum; elle inclut des dragées, mais en laisse aussi d'autres, libres à sa surface.

Son attention attirée sur ce sujet, BLEICHER reçut des formations analogues, provenant de plusieurs mines de fer lorraines, sans pouvoir les étudier in situ.

La description donnée pour ces concrétions rend compte de tous les détails et s'applique exactement à celles que j'ai étudiées ci-après.

Elles vont du blanc pur au gris-sale; il y a deux formes, l'une lisse, « et même glacée ou polie », l'autre « rugueuse et plus ou moins hérissée d'aspérités cristallines aiguës ou arrondies et finement mamelonnées. » Les tailles sont variables (à Lisbonne elles vont jusqu'à celle d'un œuf). Les formes vont de la sphère à un solide à angles émoussés. Les spécimens de Lisbonne montrent des sortes de surfaces d'emboîtement.

La structure intérieure est variable. A Lisbonne, la partie centrale est formée de couches concentriques en calcaire plus ou moins hyalin, cristallisé ; les couches extérieures sont blanches et fibreuses.

En Lorraine, la partie centrale est un volumineux fragment de minerai de fer oolithique, anguleux, sur lequel le calcaire s'est concrétionné, en émoussant les angles, cristallin ou opaque.

La conclusion de l'auteur, qui s'avérera assez étonnante vu ce que je démontre moi-même, est la suivante. Selon lui, les dragées se sont formées sur place, polissage et glaçure étant un fait de structure et non le résultat d'un mouvement de frottement ; le dépôt s'est effectué dans des conditions particulières, les dragées ne se cimentant pas les unes aux autres ou contre le fond. Dans son second travail, BLEICHER modifiera certaines conclusions.

On verra qu'il ne subsiste actuellement aucun mystère à ce propos.

Plus proche de la vérité était LIEGEOIS quand il rapporte que, des graviers déposés dans une bouteille, sous une chute d'eau calcaire, les concrétions se forment rapidement ; d'autre part, le polissage est dû aux frottements, sa finition dépendant de l'intensité de l'agitation. Les mûres des cavernes ne sont qu'un cas spécial, des concrétions en chou-fleur se faisant autour d'un centre attractif également, sous éclaboussures.

Toutefois, dans un travail un peu ultérieur, en collaboration avec CHOFFAT, BLEICHER⁽²⁾, donnant quelques dessins assez schématiques, reviendra sur ce sujet. Comme il le souligne, il est conduit à modifier quelques unes de ses conclusions antérieures. Toutefois, ces auteurs ne paraissent pas du tout avoir noté l'analogie avec la structure oolithique des roches anciennes, et combien ces simples phénomènes de cristallisation en conditions spéciales peuvent éclairer le mécanisme de la structure oolithique.

Les nouveaux échantillons étudiés, de diverses provenances, confirment un polymorphisme poussé ; il convient de noter que certaines dragées sont signalées comme glacées sur la face plate, et rugueuses ou grenues sur la surface convexe. Nous verrons qu'il y a là une explication très claire.

Certaines dragées sont signalées comme s'emboitant avec celles qui les avoisinent ; nous retrouvons ce fait sur la photographie même que je fournis, avec vue d'un amas.

Pour les auteurs, la glaçure est extérieure, correspondant à un état d'achèvement extérieur, et elle manque à l'intérieur.

Dans ce second travail, il est explicitement admis que la glaçure résulte d'une agitation des grains de roches ayant servi de centre attractif, pendant la période de nourrissage.

Enfin, selon certains renseignements fournis par des mineurs, les auteurs admettent qu'il faut une quinzaine d'années pour recouvrir « de 1 mm de calcaire blanc, lisse », une dragée dont le centre est formé d'un morceau de minette. On verra que penser de cette estimation ; elle ne s'accorde guère avec les durées signalées par LIEGEOIS.

Les eaux trop riches en calcaire, selon BLEICHER, conduisent à la soudure des dragées, dans un dépôt massif.

A propos des dragées du Portugal, il est bien signalé que leur aspect zoné intérieur est dû à des traînées incluses de sable argileux verdâtre.

Le caractère zoné de certaines dragées lorraines a été souligné également. De même que le caractère du cortex de tous les noyaux en minette : si l'explication est discutable

(surface du minerai amenée en bouillie sous l'effet de la douche) BLEICHER a nettement vu une épigénie au contact minette-calcite.

Les Auteurs ont pu étudier seulement un gisement portugais. Ils signalent, fait à noter, que les abondants dépôts de calcite de la galerie, se forment en quelques années sur près de 5 cms. d'épaisseur. Les dragées sont étroitement localisées, ce qui paraît mystérieux aux observateurs ; elles reposent sur la surface de la crôte calcifiée et peuvent s'y englober.

Le mouvement de l'eau paraît si lent qu'il ne peut remuer les dragées ; celles-ci sont submergées, mais sous une très faible épaisseur d'eau.

Une modification des conditions d'aération et la présence d'apports impurs dans le secteur où se forment les concrétions dragéiformes, paraissent seules expliquer la localisation étroite, pour les auteurs.

On notera pour finir que, analysées, les dragées portugaises se montrent constituées presque exclusivement de carbonate de calcium, avec des traces de carbonate de magnésium, et des traces encore moins sensibles d'oxyde de fer et d'alumine. Si on se réfère à l'analyse de l'eau mère, aux apports boueux donnant les colorations brunes, il est hautement probable que les dragées étudiées ci-après révéleraient une composition analogue.

La formation de dragées calcaires dans les mines de fer de Lorraine et du Grand-Duché de Luxembourg, n'est pas une rareté.

Je retiendrai ici, seulement le cas de la Mine de Maron-Val de Fer (M. & M.) à Chaligny, ayant pu suivre les faits pendant de nombreuses années.

Dans un secteur relativement proche des affleurements, à la galerie de la Vierge, une galerie abandonnée sert à un écoulement assez notable, de débit variable. Des suintements importants ruissellent ou s'égouttent le long des parois et surtout du plafond. Il s'agit d'une eau chargée de sels de calcium, issue de la nappe de base du Bajocien. Venant de terrains calcaires on conçoit qu'il s'agisse d'une eau dure. Cette dureté est cependant moins élevée qu'on pourrait le croire.

Une analyse due à l'obligeance de M. G. NOISETTE, Directeur de l'Institut de Recherches Hydrologiques, à Nancy, donne les indications suivantes :

Ph 7,25 ; degré hydrotimétrique : 29,2 ; anions : alcalinité bicarbonique : 326 mg/litre (= 5,35 m.é) ; sulfate : 17 mg/l. (= 0,35) ; chlorures : 10 mg./l. (= 0,28 m.é.). Cations : calcium : 103 mg./l. (= 5,14 m.é), magnésium : 8,5 mg./l. (= 0,70 m.é), sodium : 7 mg./l. (= 0,30 m. é).

En conclusion c'est donc une eau à la neutralité, de dureté moyenne, avec minéralisation légère formée principalement par du bicarbonate de calcium.

C'est le type même d'une eau issue de la nappe du Bajocien inférieur.

Sur les parements de la galerie, il se forme des dépôts de calcite, en revêtements, comme en petites draperies d'allure stalactitique ; les minuscules stalactites sont friables et le plus souvent creuses comme l'a signalé BLEICHER.

Par suite de divers obstacles, l'eau forme dans la galerie, sur une vaste étendue, un petit bassin, avec écoulement assez lent à l'extrémité. Il n'y a pas de courant appréciable dans le bassin même.

Il se forme un peu partout des dépôts blancs, en concrétions, de calcite, mais aussi, et surtout, des pellicules prenant peu à peu l'aspect d'une sorte de vitre opaque, et couvrant

toute la largeur, sur des mètres carrés. Ces dépôts peuvent être parfois brunâtres quand des petites crues apportent des eaux souillées par des produits colloïdaux issus du minerai de fer oolithique ambiant.

Ces vitrages n'excèdent guère quelques millimètres d'épaisseurs et sont donc assez fragiles. En les brisant, on voit qu'il en existe parfois tout une série, superposés, non jointifs ; les purs alternent avec ceux souillés par les boues ferrugineuses, uniformément réparties dans la masse de la calcite.

Il est clair que ces plans sont dus à des variations successives du niveau de l'eau qui se sature dans la galerie, la cristallisation se faisant en surface. J'ai vu à plusieurs reprises l'eau circuler aussi bien au-dessus qu'en dessous de la couche calcifiée, la plus supérieure.

En d'autres endroits il en va tout autrement. D'ailleurs, j'ai parfois observé la formation de ces vitrages calcifiés au-dessus des formations considérées ci-après. Il est clair que des perturbations du milieu amènent une combinaison des différentes formations observées, en fonction des légères modifications amenées.

On voit des dépôts de calcite, blanc ou souillés dans la masse par les produits ferrugineux et argileux colloïdaux, d'allure concrétionnée. Saccharoïdes ou à tendance radiée, ils sont assez durs et peuvent former des véritables tufs que seul un marteau permet d'attaquer. Ils sont ainsi irrégulièrement géodiques dans leur masse.

Par places, recouverts par quelques centimètres d'eau, ces tufs montrent d'étranges formations. Ou bien (Fig. I), dans des cupules, évoquant des nids bourrés de petits œufs, ou bien plus ou moins soudées dans la masse, apparaissent des accumulations de dragées calcaires, ou perles de cavernes.

Ces accumulations se forment sous un plan d'eau exactement sous les points d'impact des gouttes d'eau tombant du plafond de la galerie, ou de ses parements.

Il apparaît clairement que l'ébranlement du milieu est suffisant pour empêcher une cristallisation avec aspérités se soudant à celles de la dragée voisine ou à celles du tuf sous-jacent. Il m'a été impossible d'observer à l'œil l'ampleur du mouvement par suite de l'ébranlement ; son enregistrement mécanique posait des problèmes hors de proportion avec l'importance du résultat. Il est peu douteux que cet ébranlement suffit pour faire tressauter et frotter légèrement certaines dragées les unes contre les autres. Elles conservent leur aspect emboîté, mais se polissent à leur contact mutuel.

Il arrive que, faute d'ébranlement du milieu, le polissage s'arrête : la base d'une dragée peut se souder à la masse ambiante ; la reprise des chutes de gouttes donne à nouveau un polissage au contact des seules parties supérieures, demeurées libres de soudure. Mais, le plus souvent, par variation du plan d'eau, il arrive que la cristallisation se fasse à la partie supérieure, en forme de choux-fleur ; quitte à reprendre ensuite un poli quand les conditions se rétablissent, avec chutes de gouttes répétées pendant de longues périodes.

Si BLEICHER n'a pas pu observer de surfaces polies dans les enveloppes internes, ce n'est probablement pas dû au fait que la glaçure est un ultime phénomène externe ; on est amené à penser que les glaçures successives ont disparu au cours des cristallisations conduisant à l'accroissement de taille de la dragée.

La figure B, Pl. 1, montre nettement deux surfaces lisses successives, par les écaillures ; il y en avait d'ailleurs jusqu'à quatre. Sur des sections polies d'autres échantillons, on peut penser que des contours nets correspondent à de telles surfaces ; celles-ci peuvent disparaître dans le concrétionnement.

Il est curieux de noter que les cristallisations en choux-fleur ont rigoureusement la forme des concrétions de calcite, à faible profondeur, à la surface des cailloutis calcaires disloqués par cryoturbation, un peu partout sur le Plateau lorrain, surtout dans le Bajocien. Seule l'eau d'infiltration, en milieu aéré, est en cause.

On peut se demander si, sur les dragées, les concrétions en choux-fleur des faces supérieures, ne se forment pas lors des émergences des dragées.

Il est manifeste que, comme BLEICHER & CHOFFAT l'ont signalé au Portugal, le mouvement d'écoulement de l'eau est incapable d'agiter les formations calcifiées. C'est seulement l'ébranlement local qui est en cause.

Les dragées polies prennent un aspect si voisin de certains bonbons en sucre, que des enfants ou même des adultes peuvent s'y laisser surprendre. Le poli est tel que, parfois, on croirait de la porcelaine.

Il est certain que des crues successives arrêtent le mécanisme de formation.

Une de leurs conséquences est d'apporter des produits colloïdaux, boueux, faiblement ferrugineux, brunâtres. Ces apports successifs déterminent les auréoles alternativement brunâtres, et blanches.

Il est impossible, ou presque, d'arriver à séparer des parties brunâtres, surtout pour y faire un dosage du fer. Au microscope, ces parties qui étaient fortement colorées à l'œil nu, apparaissent comme à peine plus ternes que le reste de l'enveloppe. L'oxyde de fer doit donc être très peu abondant.

Pour tenter d'élucider la constitution interne des dragées, j'ai pu bénéficier de l'aide de MM. les Professeurs J. BOLFA & R. KERN (Laboratoire de Minéralogie-Cristallographie de la Faculté des Sciences de Nancy). *

Selon leurs précieux renseignements, on peut noter ce qui suit.

Les fragments de minette, noyaux des concrétions, sont profondément évolués : on a ainsi essentiellement de la goëthite ; et le cortex des granules est une goëthite cryptocristalline. La partie concrétionnée s'est révélée comme de la calcite à cristaux très petits (cristallites). Ceci a été résolu par une pose de 13 heures, selon la méthode de SEEMAN-BOHLIN, aux rayons X, avec anticathode de cuivre ; avec la raie Cu K α , on obtient un cliché d'équidistance de la calcite. Il y a seulement des traces de fer, car aucune raie n'a été obtenue, pour les parties brunes ; la teneur en Fer est donc inférieure à 1 %.

Je détaille par ailleurs, dans l'explication des planches, la structure de différentes dragées.

Des échantillons du type de la figure E, Pl. II, ont un intérêt considérable. Il n'y a pas de grain étranger comme nucleus. C'est ou un cristal ou plus probablement un agrégat minuscule de cristallites, aux contours indiscernables au microscope, ultérieurement soudés dans la masse calcitique périphérique. On sait que ce type d'oolithes, sans nucleus pétrographiquement hétérogène est très courant dans les calcaires oolithiques.

Si l'on compare ses structures avec celles fournies par CAROZZI ⁽³⁾, pour des oolithes de l'Alberta, on est frappé par l'analogie profonde des figures.

Certes, il s'agit de formations géantes, pour les dragées, par rapport aux oolithes étudiées. De plus, CAROZZI a cherché surtout à étudier les phénomènes d'éclatement, les réalisant expérimentalement sur des sphères en bois. Au Canada, l'oolithisation, avec dépôt

(*) Je leur renouvelle l'expression de ma gratitude amicale pour leur appui décisif.

dans une calcilulite, a été suivie de remaniements : ceux-ci ont été assez violents pour faire éclater les oolithes. Mais certaines ont été libérées de la pâte de fond en calcilulite, restant ainsi encroûtées par places. La structure étudiée par CAROZZI résulte de la présence de fines couches concentriques fibro-radiées", dues aux phénomènes normaux d'oolithisation, alternant avec des zones de calcite sombre cryptocristalline, d'épaisseur variable, correspondant à l'incorporation d'une calcilulite". Le noyau, d'ailleurs, est calcifié.

Ayant pu suivre assez régulièrement la formation des dragées à Chaligny, je pense que certaines hypothèses de BLEICHER sont à écarter, quant à la vitesse du phénomène. Il a lui-même signalé au Portugal, la rapidité des dépôts de tufs. Il ne s'agit certes pas de dragées. Toutefois, LIEGEOIS, rapporte des faits certains prouvant une vitesse de formation assez rapide.

De mon côté, je suis enclin à considérer que des dragées peuvent se former en quelques mois, au rythme des saisons. Je n'ai pas pu visiter au rythme voulu, la galerie où elles prennent naissance. Si j'en ai enlevé, ou observé des points particuliers, je me suis heurté alors à une difficulté. Si faibles soient les passages, des humains peuvent circuler dans la galerie ; elle est assez longue dans le secteur de formation ; comme l'aspect en est monotone, que la présence d'eau gêne considérablement la pose de repères, il est presque impossible de retrouver un endroit où on veut suivre la vitesse de formation.

Malgré ces incertitudes, je pense que l'estimation de BLEICHER, avançant une quinzaine d'années, est de l'ordre de dix fois trop. Si imprécise soit la durée que je suppose, l'ordre de grandeur reste suffisant. Il recoupe les expériences de LIEGEOIS.

Le mécanisme de formation marine des oolithes reste assez mal connu, et est en tout cas limité à des surfaces restreintes actuellement sur le Globe. Les oolithes ferrugineuses sont encore plus rares ; et il a fallu la description de HUMMEL pour en signaler en milieu marin, sur les côtes de l'Europe, de nos jours.

Il est évidemment très difficile de dire ce qui est transposable, en partant des dragées calcaires dont la formation a été étudiée, quant au mode de formation des oolithes en milieu marin.

Mais des faits élémentaires sont certains : les conditions variables de saturation, d'aération, une très faible agitation qui n'implique même pas un courant du fluide, déterminent la structure oolithique.

Certes, nous avons sous les yeux des oolithes atteintes de gigantisme par rapport à celles des roches oolithiques vraies. Mais une personne non avertie, sur les figures fournies ici, pourrait croire qu'il s'agit d'oolithes vraies, grossies.

De plus, le mécanisme de la formation est même assez poussé : nous voyons ces dragées engagées dans un ciment de calcite ; la masse durcie, considérée en coupe est une véritable roche oolithique du point de vue structure, à la taille près.

Ce qui achève de donner un caractère hautement intéressant à ces dragées, c'est de constater qu'il existe là bel et bien une timide ébauche d'oolithes ferrugineuses. Les parties plus sombres sont constituées par un composé colloïdal à tendance limonitique ; si pauvre soit le matériau ferrugineux, il est engagé dans une structure oolithique.

On est loin certes de la structure la plus courante des oolithes ferrugineuses du gisement lorrain et luxembourgeois. La calcite n'y revêt jamais cette importance et cette disposition.

Cependant, je voudrais souligner le fait qui n'a pas beaucoup retenu l'attention des pétrographes, et qui me semble si important quant à la genèse du gisement ferrifère lorrain. Il existe bel et bien, latéralement et à courte distance des couches de minerai véritable, d'ailleurs à la verticale d'une série parfois nettement minéralisée, des oolithes calcaires formant un calcaire oolithique non ferrugineux. Ces oolithes sont à peine teintées de beige ou de brunâtre ; elles ne sont pas plus riches en fer que les zones colorées des dragées (5).

On est ainsi enclin à se demander si de très faibles perturbations d'un milieu générateur marin, avec une variation de la saturation en sels dissous, en conditions paléogéographiques homogènes et étendues, n'explique pas les formations oolithiques calcaires plus aisément qu'on l'imagine. Des apports massifs continentaux, d'oxyde de fer, liés à des variations climatiques déterminent, eux, la structure oolithique ferrugineuse. Les deux peuvent coexister dans les mers anciennes.

En résumé, les observations détaillées que j'ai pu faire in situ, m'ont permis de compléter ou modifier certaines conclusions de BLEICHER. La rapidité de la formation des dragées, la liaison avec des agitations imperceptibles du milieu générateur, sont les faits marquants.

C'est incontestablement une structure oolithique qui se développe de nos jours, sous nos yeux.

L'étude d'un milieu aussi simple quant aux éléments, conditions et causes, peut conduire à moins d'étonnement devant la structure oolithique des roches de certaines époques anciennes. On imagine que d'infimes modifications d'un milieu générateur peuvent avoir des conséquences aussi généralisées que le faciès oolithique. Ceci par simple variation de la teneur en carbonates dissous, avec faible agitation du milieu, dans un fond de bassin marin en conditions paléogéographiques homogènes.

BIBLIOGRAPHIE

- BLEICHER G. — Structure et origine des dragées calcaires de la prise d'eau de Lisbonne et des mines de fer de Marbache et de Chaligny. Bull. Séances Soc. Sc. Nancy. N° 1, Mai 1899, 3 pp.
- BLEICHER G., CHOFFAT P. — Contribution à l'étude des dragées calcaires des galeries de mines et de captation d'eaux. Communicações da Direcção dos Serviços Geologicos. Lisbonne, Juin 1900, T. IV, F. 1,8 pp., I pl.
- CAROZZI A.V. — Oolithes remaniées, brisées et régénérées dans le Mississipien des chaînes frontales, Alberta central, Canada. Arch. des Sc., Vol. XIV, F. 2, 1961, Soc. Phys. & H. Nat. Genève, pp. 281-296, 8 fig.
- LIEGEOIS P.G. — A propos des perles de cavernes et concrétions analogues non encore décrites. Ann. Soc. Geol. Belgique, T. LXXX, Déc. 1956, pp. 165-169, 2 fig.
- MAUBEUGE P.L. — Observations géologiques dans l'Est du Bassin de Paris. 2 Tomes, Nancy 1955, 1082 pp. (Cf. notamment p. 1.019).

Explication des figures :

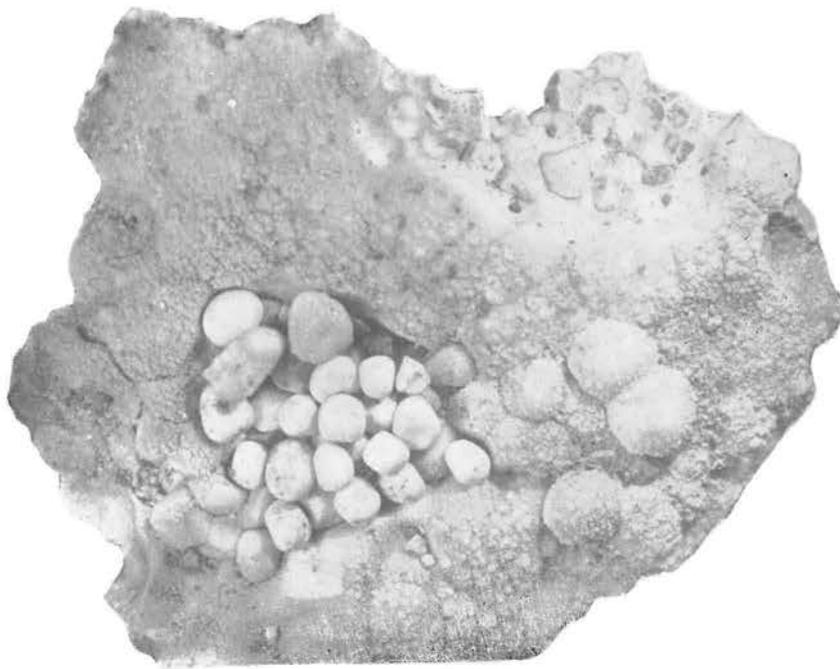
Planche I.

A — un amas de dragées dans un alvéole (grandeur 2/3 env.). On notera que certaines dragées sont étroitement moulées dans une loge ; d'autres, en haut et à gauche, sont déjà noyées dans le tuf, ou en voie de disparition. En bas, quelques une restent saillantes de la masse, mais portent des encroûtements rugueux ou en choux-fleur. En bas et à droite, quelques dragées sont restées dans leur loge, les empreintes en creux de celles enlevées étant marquées au fond d'un alvéole.

B — en grandeur naturelle : deux dragées lisses. Une a 2 enveloppes lisses superposées.

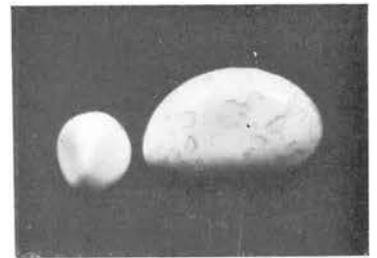
C — en grandeur naturelle : deux dragées en voie de concrétionnement ; l'une est entièrement couverte d'aspérités en choux-fleur, brunâtre, l'autre a une partie non couverte, laquelle était au contact d'une seconde dragée.

D — une dragée en coupe, sans inclusion. (Grossie deux fois). On observe le fragment de minette, dont la structure oolithique est effacée ; une première couche, très mince, blanche, de calcite, a été suivie d'une couche impure, brunâtre, à argile colloïdale ferrugineuse. Puis la partie supérieure s'est seule développée avec des concrétions en choux-fleur, tachées de la même argile, avec quelques vides intersticiels. Le tout a été repris dans des enrobages finement rubannés, de calcite, avec quelques zones dues à des apports temporaires argileux.

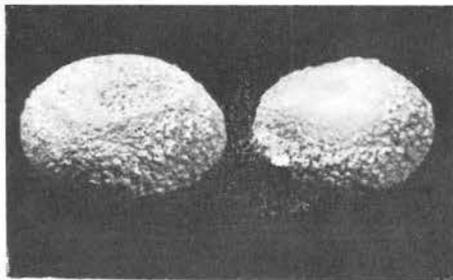


A

B



C



D

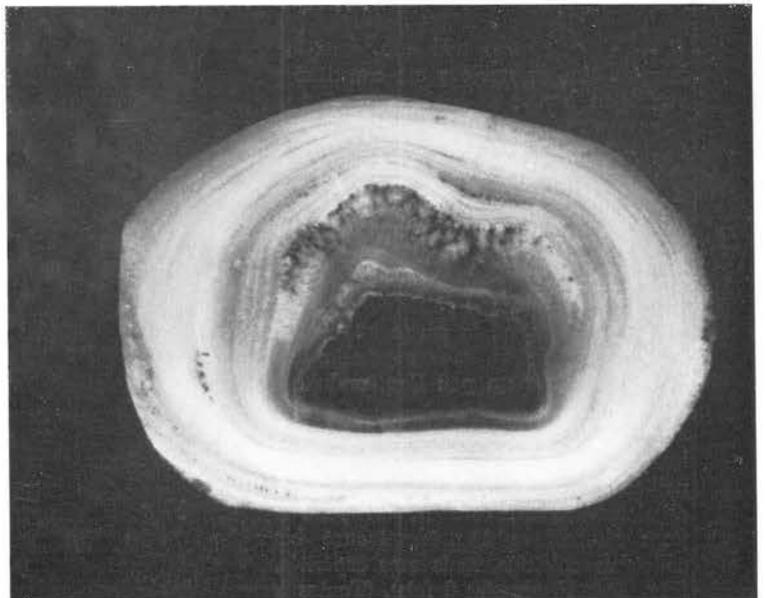


Planche II.

A — (*A*, *B*, *C*, *D*, grossies 4 fois) avec un minuscule noyau en minette, difficilement visible dans la partie sombre centrale, entouré de calcite impure brune ; il s'est formé ensuite une petite dragée à couches concentriques, à prédominance des pellicules sombres sur les blanches ; puis il s'est formé un concrétionnement en choux-fleur, légèrement caverneux, sur une seule face ; le tout a été noyé et régularisé pour ses contours par un enrobement brunâtre à rares pellicules blanches ; une seule, probablement lisse, existe à l'opposé des arborescences. Cette masse qui détermine le gros noyau sombre central, est à nouveau englobée dans des enveloppes concentriques blanches, très rarement jaunâtres. Finalement, il se forme tout à l'extérieur un concrétionnement à tendances zonaires vers le bas, des arborescences en choux-fleur se formant encore une fois du même côté que les premières.

B — dragée particulièrement arrondie, avec fort noyau central ayant gardé sa structure oolithique. Avant de trouver l'alternance des fines pellicules de la partie externe, on voit une série d'arborescences, parfois dans ses sens opposés selon la couche considérée, dans la partie centrale ; autour du nucleus, régulièrement, quelques couches blanches et brunâtres.

C — on voit assez mal que, dans la partie sombre, formée de calcite très chargée d'argile colloïdale ferrugineuse, le nucleus est constitué par un grain de minette très irrégulier, mince et étiré en haut, renflé en bas.

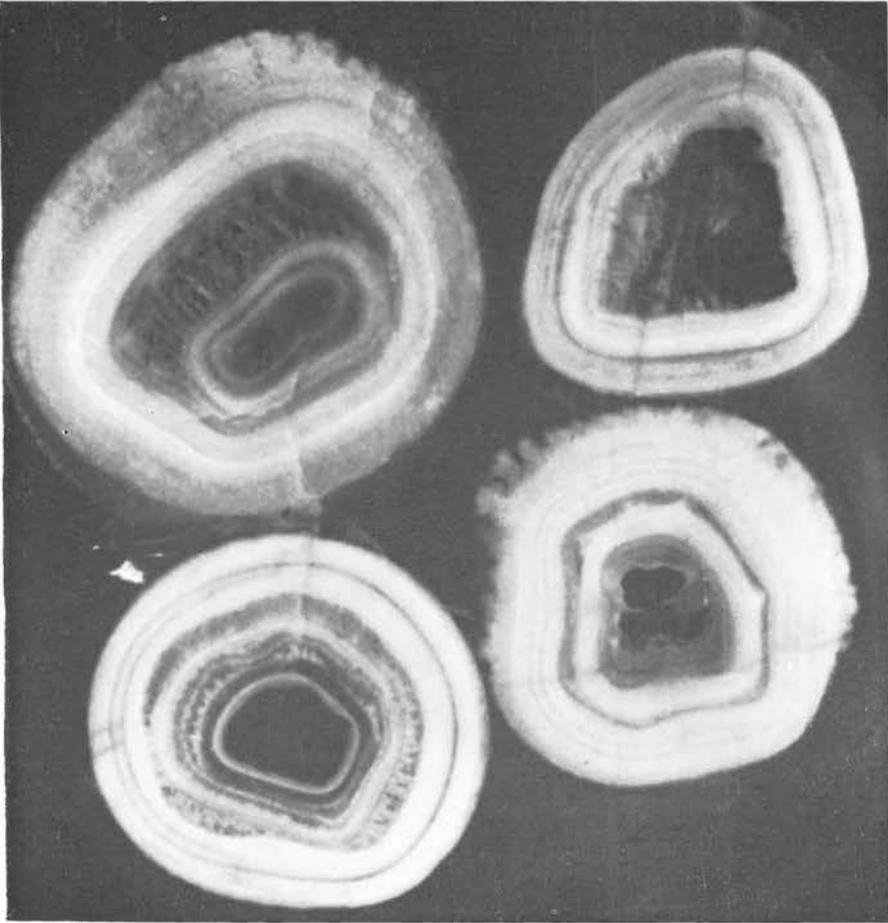
D — On voit très nettement un nucleus en minette, trilobé, nourri alentour par de la calcite impure, des parties blanches, puis une autre brune, assez épaisse, faisant suite. Vers l'extérieur les couches concentriques sont soulignées par des auréoles à peine teintées de brun-jaune. Le 1/3 environ du contour, à la partie inférieure, est presque lisse ; par contre, le reste du contour est couvert par des arborescences en choux-fleur, avec des houppes très dégagées.

E — Dragée presque sphérique, dont le nucleus, simple cristal ou amas de cristallites de calcite impure, est microscopique ; la partie très sombre est déjà de la calcite impure. Succession régulière de couches sombres et claires, sans concrétions en choux-fleur. La partie externe est très légèrement rugueuse, d'où le contour un peu flou, enduite d'argile colloïdale jaunâtre.

F — Dragée de forme allongée. Le nucleus est un morceau de minerai oolithique, très allongé, de contour irrégulier inégalement enduit sur chaque face de calcite saccharoïde, massive, à prédominance brune ; une pellicule, seulement sur la face du côté de *F* est très sombre, étant fortement ferrugineuse. Avant la régularisation du contour, un petit îlot triangulaire, caverneux, à concrétion en choux-fleur ; puis, fines alternances à prédominance blanche. La partie externe n'est pas brillante, enduite d'argile colloïdale calcifiée, mais sans aspérités.

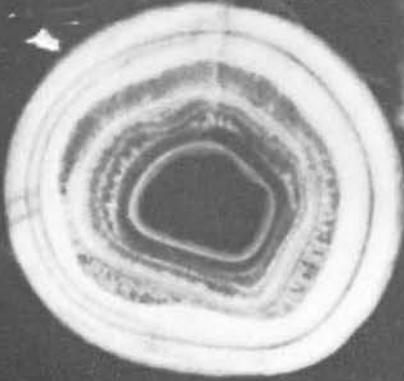
(Fig. *E* & *F*, grossies 3 fois). (Toutes les sections de la Planche II, incluses dans la résine au polissage).

A



C

B



D



E



F



The sediments of the Cape Verde Archipelago

by Raoul C. MITCHELL-THOMÉ

The sediments of the Cape Verde Archipelago

by

Raoul C. MITCHELL-THOMÉ

ABSTRACT

In the Cape Verde archipelago occurs the most extensive development of sedimentary rocks in Macaronesia. These comprise almost exclusively limestones which in general are thin and have slight inclinations towards the peripheries of the islands. In Maio, thick, steep-dipping limestones outcrop, constituting the oldest dated rocks in Macaronesia, of Malm-Neocomian age. These igneous islands, formed essentially of subaerial lave outpourings, had their origins in epicontinental seas, the sediments suggesting deposition in neritic, littoral and terrestrial environments.

Careful investigations of these sediments offer a promising field of endeavour in elucidating the geology of Macaronesia and the evolution of the Atlantic islands in general.

INTRODUCTION

In the Eastern North Atlantic, lying W of the coasts of Iberia and Africa, are the five archipelagos of the Azores, Madeira, Selvagens, Canaries and Cape Verde islands, constituting what is known as Macaronesia, having a combined area of 14,688 km² (Fig. 1). The relative closeness of Macaronesia to the Old World has meant that some islands have been known since times, and it is interesting to note that skulls discovered in old burial grounds in the Canaries indicate a Cro-Magnon affinity.

Relative propinquity to Europe has stimulated an interest amongst scientists and much has been written by investigators in various fields, including geology. Throughout the five archipelagos, extrusive rocks predominate to an overwhelming extent. Many phases of vulcanism can be studied here and we would note that present-day eruptivity draws the interest of scientist and traveller alike. The abundance of extrusives and pyroclastics, the magnificent varieties of igneous forms, studies on the mechanism of vulcanism, enquiries into the structures, tectures, genesis, petrology of the igneous rocks, etc. all have tended to demote sedimentary rocks to a very minor position. Whilst the archipelagos have attracted many of the world's great students of vulcanology and igneous petrology, the stratigrapher and palaeontologist have shown much less interest.

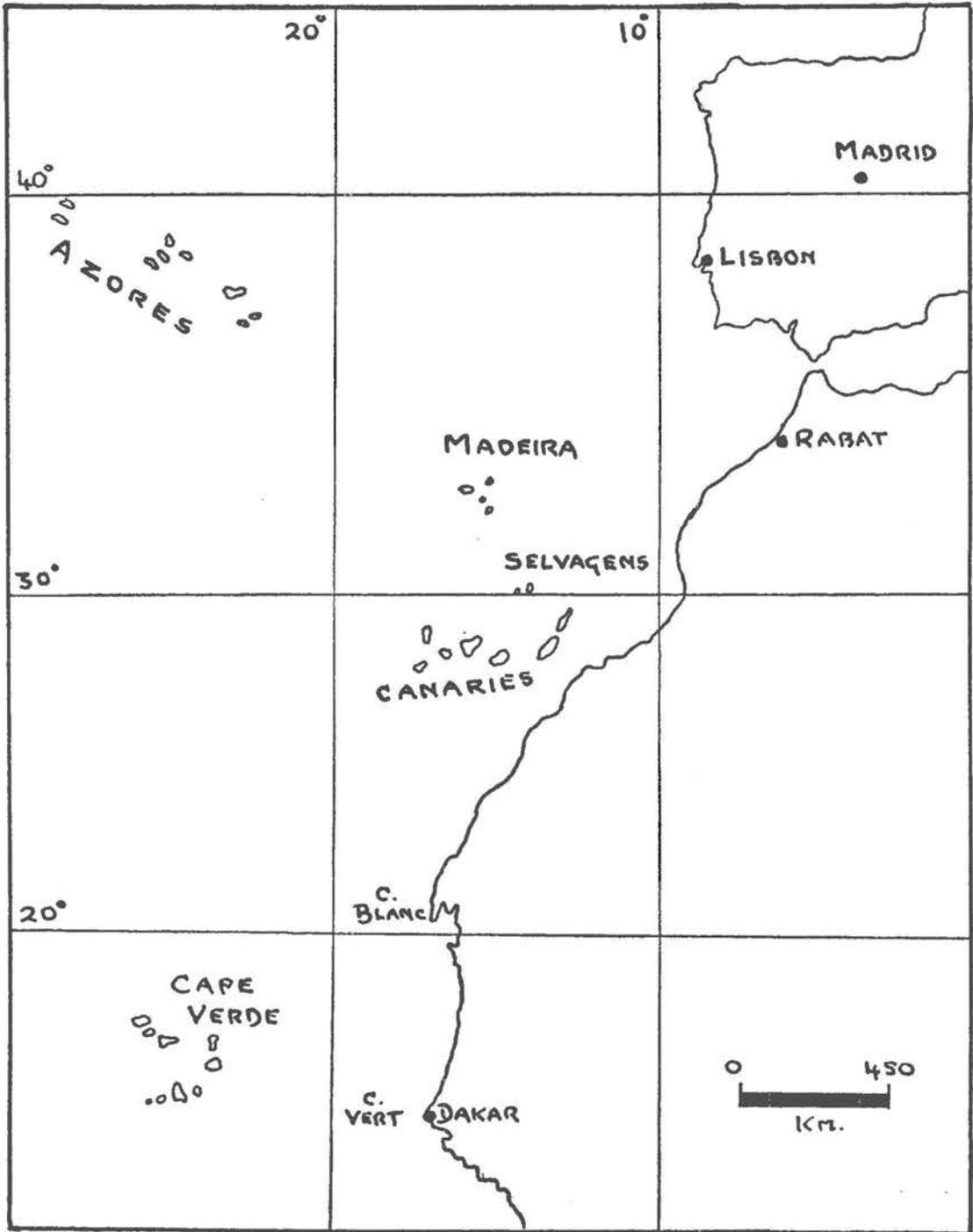


Fig. 1. Macaronesia

Although sedimentary rocks are not lacking in the other archipelagos, in the Cape Verde islands such rocks assume greatest importance, cover the greatest areal extents, acquire greater thickness and comprise a longer time range than elsewhere in Macaronesia. Because of these features and because the sediments of Macaronesia are given relatively little attention in the literature, it may be of interest to present here pertinent and current information regarding the sedimentary rocks of the Cape Verde archipelago.

During a stay of some four months, the writer had the opportunity of visiting all the inhabited island and three others, examined the sedimentary occurrences mentioned in the literature and discovered many hitherto unrecorded outcrops. The pressure of other duties, difficulties of travel within the islands and inter-island communication combined to prevent the prosecution of detailed, systematic studies and mapping.

PREVIOUS LITERATURE

The two standard references concerning the sedimentary rocks of the archipelago are those of *BEBIANO* (1943) and *TORRES* and *SOARES* (1946), both of which, however, are unsatisfactory from several points of view. The former is a reconnaissance study, and up to now is the only generalized account of the geology to be written, all subsequent publications by others making very heavy reliance on this work. *BEBIANO* gives only brief lithological descriptions of the sediments, seldom quotes thicknesses, makes no reference to stratigraphical matters and merely lists the names of a few fossils collected.

The work by *TORRES* and *SOARES* is a strange compilation, full of typographical and other errors, a confused bibliography, copious mis-spellings of fossil names and essentially quite lacking in all originality, except for fossil determinations. The writers never visited the islands and for all information regarding the sediments depend entirely upon *BEBIANO*, even copying *BEBIANO'S* typographical errors! Lengthy verbatim quotations are taken from *BEBIANO* and such other writers as *FURON*, *CHEVALIER*, *JEANNEL* etc. etc. The merit of the publication is that in one volume it brings together scattered opinions in the literature regarding stratigraphical, palaeontological, palaeogeographical and tectonic interpretations.

The publication by *BERTHOIS* (1950) is chiefly concerned with a study of igneous rock samples collected by the Prince of Monaco (Berthois, 1946) from some of the islands. A few beach and dune sands were studied from the point of view of their granulometry and some 10 samples of consolidated sediments from three islands were investigated. Other than the above, no publication is available containing pertinent data regarding the sedimentary rocks, although there are a few papers dealing with the stratigraphy and/or palaeontology of some islands, and passing reference to sediments is contained in most articles dealing with the geology.

GEOGRAPHIC DISTRIBUTION

It is necessary to indicate that none of the islands are large, and because of their configurations, no place within any island is far (maximum 14 km in Sto. Antao) from the sea. (Fig. 2, Table I). Except in Maio and Boa Vista, where sedimentary rocks have a large areal extent, such rocks are limited in general to localities within about 2 km of the sea. Sediments are usually to be found along coastal stretches where they may form cliffs or, more com-

monly occur interbedded with lava flows and/or pyroclastics forming more pronounced cliffs, as for example at Porto da Praia, S. Tiago, where 40 m high cliffs occur. In the lower sections of valleys, usually along the valley sides, sediments likewise are to be found interstratified with igneous material. Maio and Boa Vista excepted, only in Sal and S. Nicolau are thin, small, sedimentary outcrops present away from valley locations.

Because of the marked topography and strong relief so typical of many islands, sediments may occur at considerable altitudes in coastal and valley localities. In S. Tiago thin limestones in the Ribeira Barca valley are found as high as 150 m yet only a few hundred metres from the shore. On the other hand, the extensive exposures in Boa Vista may be found at altitudes of only 30 m yet some 7 km from the sea, as for example in the valley of the Ribeira de Sto. Antonio.

Highest known sedimentary exposures are found in Maio, S. Nicolau and Brava, at elevations of 235 m to 265 m.

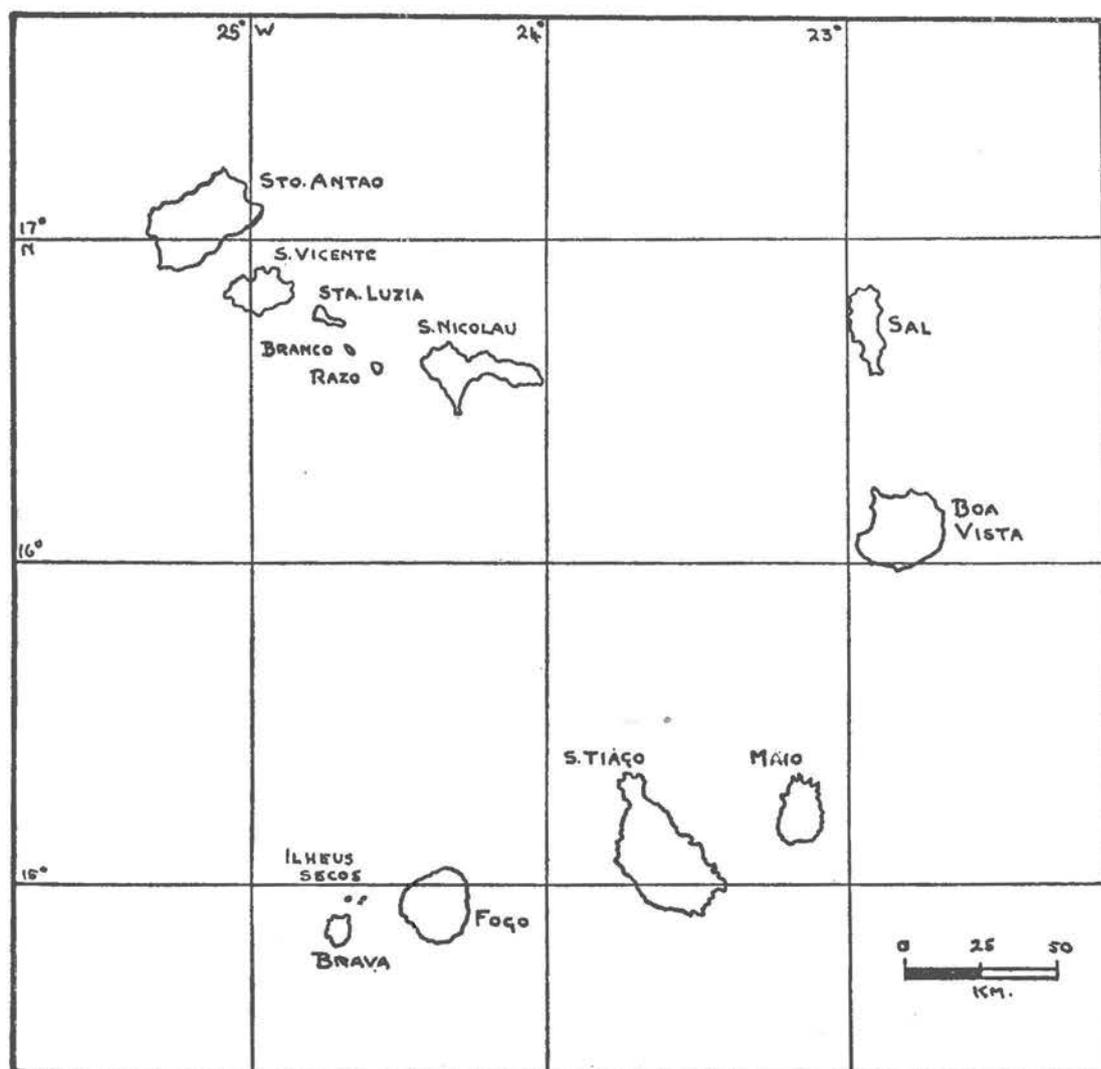


Fig. 2. The Cape Verde Archipelago

Sediments have their greatest areal extent in Boa Vista where they occupy about one-third of the island. However much of this terrain represents merely a duricrust a centimetre or so in thickness. In Maio sediments attain their greatest thickness, the Mesozoic rocks totalling at least 435 m thick.

Consolidated sedimentary rocks occur on every island except Branco, where only calcareous sand dunes are present. The consolidated sediments occupy about 9% of the archipelago, or some 363 km².

LITHOLOGY

Dunes and extensive areas with an extremely thin covering of sand occupy the terrain in some islands — in Boa Vista, where such attain a maximum, some 90 km² of dunes and sand plains are to be found. Here, however, we shall only consider the consolidated varieties of sediments. Of these, limestones have overwhelming importance and probably account for something like 90% of the sedimentary rocks present. Rudaceous and arenaceous sediments occur but argillaceous rocks are rare.

LIMESTONES

Calcitic limestones are the commonest types, and in large measure are of fossil-fragmental variety. These shelly-detrital or clastic biochemical limestones underwent transportation and deposition as a final stage in their development. Fossil fragments, generally of coarse size, rock fragments and various mineral crystals, mainly calcite, constitute the ensemble. The detrital character of these rocks links them closely with the clastic sediments and they are to be considered as allochthonous. Particle sizes of rock fragments and minerals show a range from about 0.2 to 3 mm in diameter and thus indicate features akin to arenaceous and rudaceous clastics. Fossil fragments, on the other hand, are very much larger — up to diameters of several centimetres — and frequently whole shells are present. Included constituents show a relatively high degree of rounding, and, in fact, only quartz grains and compact dense igneous fragments such as basalt, phonolite, diorite, etc. have subangular to angular shapes. Characteristically these limestones include foraminifera, radiolaria, gastropods, lamellibranchs and echinoid shells, igneous rock fragments — mostly extrusive rocks — and of heavy minerals, augite and olivine predominate. Most often the cementing material is carbonate and in general the degree of bonding is somewhat weak, surficial friability being very common.

Only occasionally are calcitic limestones autochthonous, in which case they show a clayey matrix, are poorly sorted, branchiopod shells are often encrusted with bryozoa, there is a greater development of laminae, pockets and micro-lenses of marly material.

After the above types of limestones, those calcitic limestones containing much sandy-silty material are most common. Again these are of allochthonous biochemical type, showing amongst other features ripple marking and cross-lamination. The carbonate cement is sparingly developed and the rocks in general are much more friable than those mentioned above. Typically the carbonate cement comprises a coarsely crystalline lying between the detrital grains and thus when viewed microscopically gives a somewhat poikiloblastic texture. These arenaceous limestones are notable for their much greater proportion of tuf-

faceous residues, which give to the rocks a darker hue and also a more speckled appearance. In contrast to the limestones referred to above, these usually occur as thinner beds, are less massive, less compact, less durable.

Micro-brecciated limestones represent another type common in some islands. Under the microscope these are seen to comprise subangular shell fragments, angular fragments of extrusive rocks and euhedral grains of augite, olivine, magnetite, calcite and feldspars. The groundmass is composed of siliceous material in parts and also carbonate in crystallographic continuity. The close-packed arrangement of the included angular fragments leads one to suppose that in the process of lithification, considerable stresses must have been imposed to cause this compaction. The prevalence of angularity in all the constituents suggests a cataclastic origin — a grinding and crushing involving little movement. Noticeable in these limestones is the combination of both stable minerals — sphene and zircon, for example — and metastable-unstable minerals — such as augite, biotite, plagioclase.

The type of limestone which we may call, for want of current better term, normal marine limestone, is not abundant, though in S. Nicolau it acquires greater importance. In colour and purity such limestones are clearly distinguishable from other types. The texture is usually finely crystalline, of equigranular grains of saccharoidal appearance. Laminae of shaly and silty material are common, both of which have a quartzose character. Occasionally small nodules of chert show varying degrees of replacement of the fossils. These limestones are well bedded, tend to have a massive appearance, may be frequently jointed and show calcite veining.

The above varieties of limestone constitute a group in which no pronounced changes have occurred so as to obliterate or confuse the inherent composition and origin. In the archipelago there are present, however, limestones which have undergone alteration and replacement and may be termed metasomatic limestones. Of these, dolomitic limestones are the most plentiful. Due to variation in the proportion of carbonates here, in more strict terminology we have magnesian limestones, dolomitic limestones and calcareous limestones. Where the Ca/Mg carbonate ratio is 90 : 10, the limestones are called magnesian ; where the above ratio varies from 50 : 90 to 50 : 10, we have dolomitic limestones ; where this ratio varies from 10 : 50 to 90 : 50, the rocks are termed calcareous limestones. The above three types of limestone can be found on several islands, but on the other hand, true dolomites, comprising more than 90 % Ca Mg (CO₃)₂ have not been recognized in the archipelago. As calcareous limestones are rare, these metasomatic rocks tend towards the limestone rather than the dolomite end of the scale.

The texture of the limestones is usually from fine — to medium-grain, but textural characteristics are far less clearly developed than in the non-metasomatic varieties. This is a consequence of the dolomitization which results in a pseudo-porphyroblastic texture. Small cavities within the rocks are common and appear to be due to solution which has removed fossil and/or calcite fragments. Occasionally dolomitic limestones may acquire a brecciated appearance. The matrix is of argillaceous nature in which the more angular limestone fragments are embedded. The argillaceous constituents are possibly derived from the decomposition of feldspars and micas in the vicinal extrusives, crystallizing centres extracting carbonates from the vicinity, at the same time that expulsion of argillaceous matter takes place, the latter thus forming the groundmass for the former.

Amongst evidences pointing to the secondary origin of such rocks by the replacement of CaCO_3 by MgCO_3 , presumably by addition rather than leaching, we note the dolomitization of the fossils, sharp contacts and interlocking character of dolomite and calcite crystals, presence of subhedral quartz grains in euhedral dolomite. Siliceous limestones are most frequent in Maio and Boa Vista. The rocks are dense, compact and hard, and often show chert nodules and chert veining as well as silicification of the contained fossils. Stylitic contacts of the cherts with the limestones suggest a replacement origin for the siliceous material. This epigenetic silica deposition has taken place in the zone of weathering, where denudation over a long period of time has allowed waters to dissolve silica and enter into replacement of soluble rocks.

A few occurrences of ferruginous and bituminous limestones are to be found, the latter chiefly in Maio. The former show calcite replaced by siderite and occasionally the rocks are pyritic. The bituminous limestones have a typical dark colour and fetid odour when freshly broken. Invariably these limestones are associated with marly claystones which likewise have acquired a bituminous character. Both limestones and claystones contain some sulphur compounds.

CONGLOMERATES

After limestones, conglomerates are the most abundant sediments. These, of boulder and pebble size, are of two types — those with igneous ingredients and those comprising limestone fragments, though in both types some admixing is always present. These epiclastic conglomerates comprise usually basaltic and phonolitic boulders, though other igneous rocks may occur but never so prolific. The limestone ingredients include only those more dense and compact varieties of limestone, and in general the size of these fragments are smaller than igneous ingredients. Quite common in places are conglomerates with igneous ingredients of boulder and cobble size along with limestone ingredients of pebble and gravel size. Commonly the cementing material is siliceous rather than calcareous, but ferruginous-cemented rocks are common in Fogo. It is believed that some of the limestone conglomerates are self-cementing. Siliceous-cemented conglomerates invariably are more compact, consolidated, whereas calcareous-cemented varieties are very much more friable. The cementing substances are all believed to be authigenic.

The occurrence of limestone conglomerate must obviously call for somewhat special conditions, involving rapid erosion of limestone beds with no long interval of weathering, and also rapid burial after transport.

Igneous conglomerates show both horizontal and cross bedding and may attain individual thicknesses of several metres. Limestone conglomerates present no clear indications of any bedding and always are much thinner.

As a generalization, the conglomerates tend to be well-sorted and lithologically quite homogeneous, they are present as relatively thin beds and suggest basal deposition of transgressive seas. Less frequent are poorly-sorted, lithologically homogeneous conglomerates, such as intraformational limestone conglomerates. The Cap Verde conglomerates are essentially of oligomictic type, synonymous with conditions of epicontinental sedimentation.

SANDSTONES

Of arenaceous rocks, calcarenites and tuffaceous sandstones predominate.

As used here, calcarenites refer to slightly indurated rocks where the detrital constituents, calcite and quartz, comprise more than 50 %, of which calcite averages 25 %, the grain size lying within the range 0.07 to 2 mm. and possessing a texture and structure akin to detrital rather than chemical sediments. These rocks can be regarded in general as medium-grained calcareous sandstones, chiefly of clastic texture — minerals plus fossil debris — in with the cementing material — most commonly CaCO_3 — is a chemically authigenic product. Occasionally silica, in the form of overgrowths on quartz grains, or then limonitic material acts as the bonding medium. The calcarenites all tend to be very friable and invariably have light colours. Stratification is good and cross-lamination often is well developed. Calcarenites grade into calcareous siltstones on the one hand and into sandy and silty limestones on the other but as distinct from the sandy-silty limestones mentioned above a matrix is less well defined and the mineral composition more varied.

Tuffaceous sandstones are all of darker colour and grade imperceptibly into tuffs. The grains are usually coarse and angular, weakly bonded by ferruginous cement.

Graywackes are sparingly developed. Sorting is poor, the cement is siliceous, small-scale cross-bedding may be present and frequently the rocks have a characteristic red coloration.

Nowhere are arenaceous rocks of commanding aspect. Invariably they are thin and highly irregular in external morphology. Weathering, whether by running water, the waves or wind readily attacks the rocks, resulting in slumping and formation of thin sand veneers.

ARGILLACEOUS ROCKS

Marls and calcareous clays are the chief representatives. The hybrid rock marl shows a higher clay than carbonate content and hence here is considered argillaceous. The soft, white, powdery marls are nearly always associated with calcitic autochthonous limestones and occur as lenses and stringers.

Calcareous clays are very thin and highly sporadic in occurrence. They are of reddish colour and all occurrences noted were in valleys some distance removed from the coast. The clays at Rabil in Boa Vista are used for the manufacture of tile and crude pottery.

BERTHOIS (1950) described a siliceous shale (phtanite) from Sal, and because the sample was entirely devoid of organisms he preferred the above term rather than jasper, though the specimen had the common red aspect of jasper. In S. Nicolau, S. Tiago, Maio and Brava the writer has noted small outcrops of reddish siliceous claystone containing radiolarian tests.

Terrigenous deposits of size dimensions commensurate with clay and silt formed as a result of aeolian agencies were noted in some islands, e.g. NE Boa Vista. This material present certain features — such as lack of stratification, ability to maintain vertical walls which suggest loess.

In general the argillaceous sediments of the archipelago are characterized by lack of induration and fissility and stratification is weak. The exposures are all small and thin, sporadic in occurrence. However thin partings and laminae within the limestones and sandstones of argillaceous material are to be found almost anywhere such rocks occur.

DURICRUSTS

It has been remarked that duricrusts occupy large extents in Boa Vista and also are prominent in Sal and Maio. The duricrust or hardpan represents a layer of indurated soil, a lime-rich deposit, resulting from the evaporation of mineralized groundwater, where capillary action draws the lime-bearing waters to the surface. Limestone deposits were slowly dissolved by infiltrating waters of the infrequent rains, lime being deposited in a deeper layer. This redeposited lime accumulated as an indurated hardpan, and actually constitutes the first evidence of soil development in the areas in question. These duricrusts therefore represent pedological rather than sedimentary deposits.

They are invariably thin — less than 3 cms. — are very hard and brittle and have broken into sharp, angular tabular bodies, difficult to traverse by any means.

As duricrust is a pedological product, the extent of true sedimentary deposits within the archipelago is somewhat less than indicated in Table I — probably an area of some 40 km² represents duricrusts.

Low-grade metamorphism of sediments can be seen in some islands, e.g. Sal, S. Vicente, S. Nicolau, Brava, Boa Vista, Maio. The metamorphism is of thermal optalic type, resulting from the injection of thin dykes and sills and also lavas emitted at the surface. Because of the predominance of limestones, their susceptibility to change due to the solubility of their minerals and the ease with which recrystallization takes place, these rocks display more clearly changes resulting from increased temperatures.

Incipient marmorization, induration, baking and fritting has been accomplished, forming crystalloblastic aggregates, but true marbles are nowhere present. Where the original silica impurity was high, the result is lime silicate; where there was a considerable magnesian content, calc-silicate hornfels has formed.

Occasional examples of granoblastic graywackes and porcellanite have been noted, but it appears that sediments other than limestones have, in their totality, been unaffected by metamorphism.

THICKNESS, ATTITUDE, STRUCTURES

With the exception of Maio, Boa Vista and Sal, sedimentary occurrences are all small and localized. Sediments may have surficial exposures or then occur interbedded with extrusives and/or pyroclastics. Older sediments are interstratified with igneous material but limestones of Pleistocene and even Holocene age may be interbedded.

With one outstanding exception, exposures, whether surficial or interbedded, are thin. In the Tarrafal region of S. Tiago, limestones, conglomerates and sandstones total 34 m in some sections, but an average thickness for the sedimentary rocks is rather of the order of 2-3 m. Although sediments have the greatest areal extent in Boa Vista, yet here the thickness nowhere exceeds some 7 m, and for the most part are only a metre or so or a fraction thereof. In Maio thicknesses attain relatively great proportions. In the vicinity of the stream and village both called Morro, some 4 km N of the capital Porto Inglez, *STAHLCKER* (1935) reported 400-500 m of limestones, marls and clays which he assigned to the Neocomian. At this locality, the writer has measured 435 m of sediments. Nowhere else in the archipelago, nor for that matter in all Macaronesia, is such a thickness of sediments to be found.

As a generalization it can be said that the sediments lie horizontally or then show very small inclinations. Almost invariably surficial exposures show these attitudes. Interbedded sedimentary rocks display a greater variety in attitude, but seldom is the dip in excess of 25-30°. The regional dip is always towards the peripheries of the islands.

As with the thickness, so too with the dips, the exception is Maio. At Morro and Barreiro, for example, rocks dipping at extremely high angles and even vertical, are present. In the valley of the Barreiro, in the 20 m high steep valley sides, excellent exposures of limestones, lamprophyric dykes and oceanites are all dipping at 70° to the NE.

One searches in vain for examples of tectonic disturbances in the sediments, and it is extremely doubtful if any of the small folds and faults noted are of true tectonic origin. Such disturbances as are seen are the result of pseudo-tectonics — slumping and gliding — or then volcano-tectonic features imposed upon the rocks as a result of igneous emplacements. Minor puckerings, slippage, fracturing is indeed however quite common — jointing in the limestones is typical — but all such features are of small dimensions.

On the other hand, structures acquired during processes of sedimentation and/or lithification and diagenesis are well represented. Of syngenetic structures, cross-bedding, wave- and rill-marks are prominent in the arenaceous rocks. Accretionary epigenetic structures such as nodules, concretions, septaria in the calcareous sediments and clastic dykes in the rudaceous-arenaceous rocks are to be noted. Probably the most common sedimentary structure is the current bedding associated with the clastics. Water, either as waves or streams, has been the chief agent causing this. Occasionally examples are met of torrential bedding affecting gravels and conglomerates. Cross-bedding of aeolian origin seems scarce, even in dune formations. This would presuppose a relative constancy in wind directions throughout much of the geological time represented stratigraphically by the islands. (At present the NE Trade Winds predominate throughout the year in all islands, and where dunes and sand plains are plentiful, the direction of movement is and has been from NE to SW). A good example however of cross-bedding of aeolian origin occurs in the compact, consolidated old dunes at Montinho de Lume, Maio.

The commonest syngenetic structures in calcareous rocks are concretions. These include chert, calcite and iron oxide concretions. Most are of ellipsoidal or disc shapes and tend to show amorphous internal structures. It is believed that these concretions formed contemporaneously (or penecontemporaneously) on account of the frequent presence of fossil nuclei and the abrupt termination or then abrupt bending of stratification planes where concretions occur. Concretions in arenaceous and argillaceous beds seem mostly to be of epigenetic origin, as the bedding planes of the host rock pass through the concretions.

Styolites occur in the metasomatized limestones. Generally the styolitic surface shows minute irregularities, governed by the textural variation between cherts and limestones. These surfaces can be traced for distances of several metres and die-out where the rock acquires a greater impurity.

Intraformational limestone conglomerates are always thin, contain much sandy material, and as they are associated with mudcracked clays, we presume that they have resulted from desiccation and hardening of calcareous muds and clays and redeposited in a similar milieu.

The only pronounced unconformity observed is the angular one in Maio separating Mesozoic and Tertiary beds. Innumerable interruptions in sedimentation of the order of diastems suggest a slow rate of deposition for the sequence as a whole.

At Monte Focinho, S. Nicolau, 7.5 m of marly and dolomitic limestones are dipping at 47° to the SW. The acquisition of such a relatively high dip is here associated with a prominent N-S curving fault running some 12 km just to the W of the sedimentary exposures. The limestones and the block E of the fault were upraised and tilted to the W, this old fracture being reactivated in possibly late Neogene time.

The very steep-to-vertical sediments of Maio are intimately associated with lamprophyre dykes and various types of basaltic flows. In strong angular unconformable relationship to these are soft, silty and sandy limestones. The former sediments are taken to be Mesozoic and the latter, Neogene-Holocene. This feature, therefore represents a structural stratigraphic hiatus. The high inclination of the Mesozoic sediments is assumed to have resulted from a pushing aside by viscous lavas. In seeking an outlet to the surface, the lavas had to thrust up the older superincumbent sediments and in so doing gradually caused them to bend more and more until even a vertical position was attained. Though at Barreiro these steeply-dipping sediments total only some 20 m in thickness, at Morro we have more than 435 m of steeply-inclined rocks dipping westward, of which more than three-quarters comprise compact limestones underlying marls, marly and clayey limestones with stringers and lenses of arenaceous rocks. Limestones in general are considered to be competent rocks and the limestones here at Morro certainly are. To explain the up-ending of thick beds of competent strata by means of upthrusting magma would seem to call for eruptivity relatively soon after the deposition of the sediments, before they had acquired lithification, i.e. magma upwelling took place before diagenesis had time to effect any radical lithic changes. Some confirmation of this is forthcoming from structures observed at Morro. These high-dipping beds here and there show strata of pure limestones folded asymmetrically, the axial planes of the folds dipping at a smaller angle in the direction of the general dip. These folds seem to have developed as a result of gliding on non-lithified deposits which occurred when the strata were upended, the slope thus created causing instability for the recently formed, non-lithified beds, which folded in this manner under the influence of gravity. It is to be noted that nowhere in Sal or Boa Vista, where presumed Lower Cretaceous-Malm rocks occur, are high dips to be noted and no angular unconformable contacts can be seen with younger sediments.

STRATIGRAPHY

No formational or other stratigraphical units, whether time, time-rock or rock, have been proposed by any workers for the sediments of the Cape Verde islands. Indeed, however, this is a fortuitous event, for too often terminology is hastily devised before any sound knowledge of the rocks in question have been obtained.

The first fossil interest in the archipelago dates back to the voyage of *CHARLES DARWIN* in the "Beagle" (1844). Since then various scientists visited the islands and made and/or studied fossil collections, but the sum total of either the fossil collections or palaeontological-stratigraphical writings is small indeed.

PRE-MESOZOIC

Several workers have claimed a Palaeozoic and even Pre-Cambrian age for rocks present in the archipelago. Apparently *DOELTER* (1882) was the first to suggest a pre-Mesozoic age for gneissic boulders found on the beach at Porto Inglez, Maio. Later in 1913, *FRIEDLANDER* corrected this statement by noting that these boulders had been transported as ballast in ships coming from Brazil, and this also applied to gneiss, granite and quartzite boulders found at Sal-Rei, Boa Vista. *DOELTER* also considered that the marmorized and dolomitic limestones in Maio, S. Vincente and S. Tiago were intimately associated with schists and plutonic rocks, all of which represented vestiges of an ancient continent. The limestones he thought were Mesozoic and even Palaeozoic.

GAGEL (1910) claimed that the basement volcanics and interbedded sediments of the islands were the isolated remains of an ancient continent, these rocks being of Palaeozoic/Pre-Cambrian age. *BERGT* (1917) in his notes to accompany *FRIEDLANDER'S* map of the archipelago, referred to granites in Sal, S. Tiago, Brava and Ilheu Grande, biotite-gneisses and green-mica-gneisses in Boa Vista, but stated that these all represented ship-ballast material. Though he refrained from actually assigning an age to the metamorphosed limestones of the archipelago, he considered such to be the oldest sediments and by inference allots them to the pre-Mesozoic.

CHEVALIER (1935) claimed that in several islands (he does not specify) are to be seen traces of ancient socle in the form of gneisses, diorites, diabases, syenites and gabbros. *FURON* (1935) stated a Pre-Cambrian socle was represented by granites, ortho — and paragneisses and also various metamorphic rocks in the islands of S. Tiago, Sal, Fogo and Boa Vista. Though claiming that, strictly speaking, we know nothing of the Palaeozoic, he believed that some crystalline limestones containing mica and amphibole outcropping in Fogo could probably be assigned such an age. *D'ORCHYMONT* (1936) believed that in Fogo, Sal, Maio, Boa Vista, S. Vincente and S. Tiago there were traces of ancient volcanics and Archaean sediments, constituting the foundation material of these islands.

It is thus seen that *GAGEL*, *BERGT*, *FURON* and *D'ORCHYMONT* made claim for a Pre-Cambrian and/or Palaeozoic age for sediments occurring in the Cape Verde islands. However in the second edition of two of his books, *FURON* (1959, 1960) corrects himself, and in personal correspondence with the writer has remarked : „Je suis entièrement de votre avis sur l'absence de socle cristallin aux Iles du Cap Vert.”

It is made abundantly clear from the literature that all the above statements regarding a socle, ancient rocks, gneisses and granites, etc. are extremely vague in context and completely lacking in substantial evidence. We would further remark that *BEBIANO*, who, to date, has spent more time in the archipelago than any other geologist, made no reference to possible pre-Mesozoic rocks, and from personal contacts, his opinion is still the same. The writer agrees entirely with *BEBIANO* on this point, and nowhere within the archipelago are gneisses present, granites are totally lacking, oversaturated rocks, whether intrusive or extrusive, are essentially non-existent.

In the light of our present knowledge, therefore, it is idle to speculate upon pre-Mesozoic times, for nowhere within any of the islands has any evidence of any type for such old rocks been substantiated. Too frequently such statements have had a foundation

solely in a 'certain feeling' on the part of the worker. It must also be emphasized that too many geological articles were compiled by those who never visited the archipelago, a feature most characteristic of palaeontological papers.

MESOZOIC

FRIEDLANDER (1912) collected near Morro, Maio, some specimens of *Aptychus*, all more or less fractured and broken, which were reported by HENNIG (1913). These specimens and those collected by STAHLCKER (1935) were later studied by TRAUTH (1936, 1938) and SOARES (1944-47), and further comments were made by SOARES in 1952. HENNIG specifically only determined one specimen, *Aptychus atlanticus* Hennig *sp. nov.*, but this, along with other fragmented specimens, allowed him to make comparisons with the Solenhofen fauna of Germany, from which he deduced an Upper Jurassic age. TRAUTH (op. cit.) however recognized the following species in the FRIEDLANDER collection: *Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) *var. atlantica*, *Aptychus of euglyptus*, *Ammonites euglyptus* OPPEL and *Aptychus sp.* (= *Laevilamellaptychus Hennigi* TRAUTH). He attributed *L. angulocostatus* (Pet.) *var. atlantica* to the Neocomian, which likewise was placed in the Neocomian by STAHLCKER. SOARES (op. cit.) however argued that *L. Hennigi* TRAUTH was indicative of the Malm (Portlandian ?), and further, that all the other form of *Laevilamellaptychus* studied by TRAUTH are to be referred to the Dogger and Malm of Europe and the Tithonian of Argentina. From a further collection made at Morro by SALDANHA in 1945, SOARES (1952) determined the following: *Laevilamellaptychus aff. xestus* TRAUTH *var. Sousa-Torresi*, *Lamellaptychus Saldanhai var. Assuncaoi*. He claimed that these determinations, plus the facies characteristics of the rocks-limestones with flint nodules and showing stylolites — indicated a Portlandian age. It was SOARES' opinion that STAHLCKER'S Lower Neocomian was really Upper Malm. SOARES (op. cit.) quotes a letter received from TRAUTH in 1948 in which the latter says: "In stratigraphic regard, I cannot contradict you and E. HENNIG'S meaning that many of the Maio *Aptychi* are originated from U. Jurassic strata (Portland-Tithon); but the *Lamellaptychus angulocostatus var. atlantica*. I think indicates already transition from Upper Jurassic to Neocom (ev. Berrias ?) or Neocom, and STAHLCKER'S *L. angulocostatus* and *L. seranonis* certainly, as also demonstrate the *Ammonites*. L. Cretaceous (Neocom)". In the same publication of SOARES, however, later on we are led to understand that in subsequent correspondence with TRAUTH, the latter was prepared to accept a Malm age. For the present, therefore, the beds at Morro, Maio, *may* belong to the Malm, which would make these not only the oldest dated sediments in the archipelago, but the oldest dated rocks in all Macaronesia.

In Maio, STAHLCKER (1935) recognized the Neocomian (Valangian, Hauterivian, Barremian), and as already remarked, TRAUTH (1956, 1938) originally placed FRIEDLANDER'S specimens also in the Neocomian. However, as a result of SOARES' publications (1944-47, 1952) and his correspondence with TRAUTH, we are now not certain as to the rock proportions to be assigned to the Malm on the one hand and the Neocomian on the other. SOARES seems to prefer to place all the lower Neocomian of STAHLCKER in the upper Malm. HEINZ (1935) however recognized species of *Inoceramus* in material collected from Maio which, according to him, proved the presence of the Lower Cretaceous. STAHLCKER likewise recognized at Morro, Maio, the presence of Aptian and post-Aptian was

absent within the archipelago. *FURON* (1935), on the other hand, claimed that marine beds younger than the Aptian were present but had not yet been dated. However later, *SOARES* (1948) mentions the likely presence of the Senonian at Monte Focinho, S. Nicolau and believed that the azoic and/or metamorphosed limestones of S. Vicente, Sal, Maio and Ilheus Secos were also of this age.

During the time the writer was in Cabo Verde, Dr. Karl *STAESCHE* of the Geological Museum, Stuttgart University was also there engaging in palaeontological studies, chiefly in Maio. Recent correspondence with *STAESCHE* indicates that so far he has not completed his fossil studies, nor has he published. However in a personal letter dated September 19, 1962 he states: "Concerning the Mesozoic rocks of Maio, my collections are in accord with the results obtained by *STAHLECKER* in 1929. Where fossils could be found, they belong to the Lower Cretaceous, but, like *STAHLECKER*, I did not find anything in the lowermost beds of the sequence, in spite of the special attention given to them. Therefore the Upper Jurassic age of these lowermost beds cannot be excluded, but there is no proof of fossil evidence."

The presumed presence of the Malm and Neocomian in Boa Vista and the Cretaceous in Sal is, at this stage of our knowledge, based solely upon speculation, and the presence of Senonian in the above islands has not been proven.

TERTIARY

(1) Palaeogene

The literature, especially that of *TORRES* and *SOARES* (1946) gives brief indications of the presence of Eocene and/or Oligocene in some islands. At Monte Focinho, S. Nicolau; Montes Cabouco and Verde, S. Vicente; Morro Branco, Sal; Monte Miranda, Brava; Vale da Custa, S. Tiago; Portela Esteves and Ribeira Gombezinha, Boa Vista; Porto Inglez, Barreiro, Ribeira Casas Velhas, Na. Sa. da Luz and other localities in Maio, rocks of supposedly Palaeogene age have been mentioned. Oligocene is suspected in S. Nicolau, Maio and Boa Vista and Eocene in S. Nicolau, S. Vicente, Sal, Brava and S. Tiago. To date, the very small sedimentary occurrence at Monte Focinho, S. Nicolau has created most interest in this respect. *TORRES* and *SOARES* (op. cit.), on the basis of fossil determinations of the limestones collected at this locality by *BEBIANO*, stated that these indicated a time-interval beginning in the Nummulitic and ending in the Vindobonian. However in 1948, *SOARES* claimed the likely presence of the Lutetian at this locality.

Some authors, e. g. *FURON* (1935), *BOURCART* (1946) believed that during the Palaeogene — or part thereof — the entire archipelago was emergent, thus accounting for the absence of such strata. For the present, no dogmatic statements can be made regarding the Palaeogene of the Cap Verde islands, but in all likelihood future study will prove the presence of such.

(2) Neogene

TORRES and *SOARES*, writing in 1946, stated that up to that time (and the statement still holds true) the most numerous species of Neogene fossils had been obtained from S. Nicolau, and whilst the actual number of fossil specimens collected in some other islands

— S. Tiago and Maio, for example — was of almost equal quantity, the disparity in numbers of species collected from the various islands created a serious disproportion when attempting to engage in palaeontological-stratigraphical analyses. It follows therefore that the Neogene stratigraphy is better determined in S. Nicolau than elsewhere in the archipelago.

The question of the presence of the Lower Miocene in S. Nicolau can not be settled at this time. The above authors prefer to regard the oldest Neogene beds of this island as being Vindobonian, *sensu lato*, by which they mean Middle Neogene. They regard the Lower Miocene as comprising the Burdigalian and Aquitanian, but their Vindobonian, *sensu lato*, equals the Middle Miocene (Tortonian and Helvetian). Although the Burdigalian in general is taken as marking the beginning of the Miocene transgression, the above authors contend that in the Cape islands at least this occurred in the Helvetian.

The Vindobonian (Helvetian and/or Tortonian) was believed by the above authors to be represented in all islands where sediments occur, but writing in 1948 SOARES omits Brava from the list.

As sedimentary rocks were hitherto almost unknown in Fogo, it might be of interest to remark that in the micaceous and siliceous limestones in the Ribeira Sanha, the whriter obtained some poorly preserved fossils, kindly identified by Dr. A. SAYYAB as : *Oliva flammulata* LAMARCK, *Arca (Senilia) senilis* LINNAEUS, *Chama gryphina* LAMARCK and *Certithium oemulum* SOWERBY. These species have been recognized as Vindobonian in S. Nikolau, S. Tiago and Boa Vista. The first-two named fossils were considered as probably lower Helvetian in Boa Vista by TORRES and SOARES (op. cit.). Nowhere has the Pontian been proven but it is suspected in most islands.

LECOINTRE (1962) remarks that as regards Sal (and by inference, the archipelago as a whole) many beds which previously have been determined as Miocene should be classed as Quaternary. In a personal communication dated July 30, 1962 he further comments : „I believe that perhaps all the predecessors believed to be Miocene are Quaternary.”

The contention of LECOINTRE perhaps receives some support from STAESCHE'S studies. The latter is of the opinion (letter quoted above) that in Maio on the summit of Monte Esgrovere (99 m) the shore/near-shore limestone deposits, measuring up to 40 cms in thickness (constituing the 'Schill' of the Germans) contain very badly preserved fossils which render difficulty in determination but STAESCHE thinks they are younger than the generally assumed Middle Miocene and may be Upper Miocene or even Pliocene. In Sal, he believed also that younger fossil deposits occurring as high as 50 m above sea level might also be Holocene and Recent ,and in S. Tiago, he states : "I doubt whether even the intravolcanic sediments at Praia are as old as Middle Miocene, and I am more inclined to consider them as of later age."

The Lower and Middle Pliocene (Plaisancian and Astian) are believed present in the archipelago, but only in S. Nicolau are we reasonably sure of this. In the other islands, recourse is made solely to facies correlations. SOARES (1948) remarks that the molluscs show partly a Vindobonian character and partly a Plaisancian-Astian character.

QUATERNARY

Pleistocene and Holocene can be established in nearly all islands. Only in Branco and Ilheus Secos is palaeontological evidence so far lacking, though we have little reason to think Quaternary is absent here.

The Pleistocene clastics are believed to be Tyrrhenian by *BERTHOIS* (1950), and stated as Tyrrhenian by *FURON* (1950, 1960).

It is obvious from what has been said above that in spite of some 120 years of stratigraphical-palaeontological interest shown in the archipelago, careful studies, whether in the field or in the laboratory, and precise knowledge concerning the ages of the sedimentary strata and the chronological evolution of the islands are lacking. Fossil collections have never — with the possible exception of the *Aptychi* or Morro, Maio, and the present studies of *STAESCHE* — been submitted to rigorous and exhaustive study. The greater part of all palaeontological-stratigraphical investigations have been made by those unacquainted with the islands. General geological mapping and geological knowledge is only at a reconnaissance stage of development. There is no substitute for personal field acquaintance, and therein lies much of the problem as this affects the Cape Verde islands.

GEOLOGIC EVOLUTION

As far as is known, intrusives occur on all islands except Branco and Razo, but as our geological acquaintance here is extremely sketchy in nature, doubtless plutonics are present. However plutonics do not constitute the fundament of the islands, though in general they do represent older phases of igneous activity. The basement material of the archipelago is represented by extrusives of basaltic type, and from what can be ascertained, the building of the islands began with subaerial outpourings of basalts, most of which contain olivine in varying proportion. There is a possibility that in Brava the origins began with saturated intrusives of dioritic and syenitic type, now found as small exposures deep within valleys.

The prevailing view of an intrusive basement (the Tiefengestein of *BERGT*), presuming that plutonism represented the initial igneous phase, gives the impression that the archipelago construction resulted from a sequence of lava extrusions and pyroclastic deposition built on top of an intrusive foundation. Such a view finds little if any substantiation from field evidence. It is preferable to regard the vast bulk of the intrusive rocks rather as hypabyssals, by which we mean that 'floors' are visible, they did not consolidate in a deep-seated environment under a thick cover, they do not represent intrusion of major status. Though quite agreeing with *HATCH*, *WELLS* and *WELLS* (1952) that too much emphasis has been placed hithertofore on the mode of occurrence of igneous rocks, in the Cape Verde islands it seems desirable to point out the 'intermediary' character of the hypabyssals in order essentially to distinguish these occurrences from plutonic fundaments.

As to the age of these earliest manifestations of igneous activity, all we can say, with any degree of certitude, is that in some islands — Maio, for example — they date from pre-Malm times and at the oldest are possibly to be assigned to the Jurassic.

The oldest dated sediments of the archipelago — the Portlandian (?), Valangian and Hauterivian of Morro, Maio — are claimed by *TORRES* and *SOARES* (1946) to have formed at great depths, and *TEIXEIRA* (1950) refers to an environment of formation at the depth of 2000 m.

TORRES and SOARES seem to base their contention upon microscopic study of BE-BIANO'S samples, of which they quote only one such analysis as follows : "Cryptocrystalline limestone, containing Radiolaria (presumably of the genera *Cornutella sp.*, *Bathopyramis sp.*, *Conosphaera sp.*, *Staurosphaera sp.* and *Theococys sp.*), crystals of dolomite and veined with pure calcite." From this solitary evidence there is no compelling reason to invoke great depth of formation. Radiolaria do not, *per se*, testify to great depth, and may indeed even indicate shallow lagoonal deposition. TWENHOFEL (1939) claimed there was little supporting positive evidence for a deep-sea origin for radiolarites. Isolated rhombs of dolomite may occur in deepsea deposits but also may occur at depths of 500 m. FAIRBRIDGE, (1957).

TEIXEIRA (op. cit.) gives no reasons nor presents any evidence for claiming depths of 2000 m as the locus of formation of Malm-Valangian-Hauterivian sediments. He further claimed that the Barremian-Aptian strata indicated a greater variety in environment of deposition, but the absence of sands suggested distance from the littoral zone, and he proposed a geosynclinal site of deposition.

As vulcanism is associated with these sediments we would therefore presume that the geosyncline was of eugeosynclinal type. However, such features as absence of graywacke conglomerates and sandstones, also shales, plus the great abundance of limestones do not accord with typical geosynclinal features. Further, the eruptives, which, we have assumed, took place relatively soon after the deposition of these sediments, certainly do not suggest a submarine environment. The chert nodules and, here and there, the extremely thin bedded cherts which occur in these sediments at Morro no less can be accepted as indicating an abyssal environment of deposition. Neither the question of the origin of chert nor the depth of water in which chert is formed can be satisfactorily answered at this time.

Field study and investigations of the rocks in question show no incontrovertible evidence of great depth of formation for these Jurassic-Lower Cretaceous sediments in Maio, and as regards the Barremian-Aptian sediments, the writer fails to note characteristics synonymous with (eu) geosynclinal deposition.

The Malm-Neocomian rocks of Maio are considered to represent neritic sedimentation in epicontinental seas. Rise of sea level may have caused the outer part of the infraneric environment to become part of the epibathyal zone where greater depths pertained. We base this contention chiefly on the following : somewhat provincial faunal content ; lack of fragmental fossil limestones detritals and greater development of dolomitized normal limestones; lack of mechanical energy and consequent structures ; presence of ferruginous and bituminous limestones. The environment is presumed to have been epicontinental with volcanic islands formed and forming, probably intermediate in character between the infraneric and the epibathyal.

We would stress that the well-known geographic oceanographic classification of environments agrees rather well with the habitat of organic life but considerably less so with the actual loci of application of sedimentary processes, particularly in the case of mixed marine environments. The 'functional' classification of environments proposed by PETTI-JOHN (1949) agrees much better with actual lithologies. Indeed, the well-known environments are *not* the controlling factors in sedimentation, but rather the net balance of the different forces which act within each locus of application.

The initiation of the Atlantic Ocean in the Lower Cretaceous is succeeded by the beginnings of marked transgression in the Albian which continued through the Senonian and reached a maximum in the Maestrichtian, regression setting-in during the Danian. Jurassic and/or Cretaceous strata are either known or presumed in Maio, Boa Vista, Sal, S. Tiago, S. Vicente, S. Nicolau and the Ilheus Secos and thus these islands at least may be presumed to date from Mesozoic.

During the late Senonian (early Aturian), due perhaps to localized magmatic pulsation in the region of the archipelago, emergence took place. The above-mentioned 'Mesozoic' islands underwent drastic denudation, stripping off much of the sedimentary covering from these islands. The emergence of these islands may, as *FURON* (1935) and *BOURCART* (1946) stated, during part of the whole of the Palaeogene account for the absence of strata of this age. (The supposed Lutetian of S. Nicolau is far from proven.) On the other hand the remaining islands are believed to have been initiated during this period by subaerial outpourings of extrusives. The Vindobonian is considered to be present on these other islands where to date no pre-Maestrichtian strata have been recorded. Thus by Middle Miocene it is presumed that all the islands had been formed, and according to *TEIXEIRA* (1950), almost all the Atlantic islands were in existence in the Miocene.

For the Cape Verde region, the Miocene transgression, according to *TORRES* and *SOARES* (1946) began in the Helvetian. The Tertiary — and Holocene — sediments lying unconformably on the Mesozoic sediments at Barreiro, Maio, were claimed by *BEBIANO* (1932) to have been formed in 'more or less deep water'. Fossilized eggs of *Testudo calcarata SCHNEIDER* were discovered by him in similar rocks (conglomerates — cf. basal conglomerates at the unconformity at Barreiro) lying on basalts at approximately the same elevation and some 2 km distant. At both these localities the writer could see no reason why *BEBIANO* should consider considerable depth of formation necessary for the sediments in question, and indeed, a littoral milieu seems more in order.

The above transgression is believed to have contained until Astian times. During this period, vulcanism was in abeyance.

Regression followed in the Quaternary, with littoral, estuarine and aeolian influences dominant. Fresh vulcanism occurred and in fact has not ended yet — Pico in Fogo erupted strongly in July 1951. Holocene uplift is evident in several islands, witnessed by marine and river terraces, old abandoned caves, etc. (*KREJCI-GRAF*, 1961). As some of these features lie as high as 35 m above present sea level, it is believed that marine withdrawal took place contemporaneously.

BEBIANO (op. cit.) has invoked — unquestioningly copied by *TORRES* and *SOARES* (op. cit.) — vertical uplift of the islands in response to efforts to restore isostatic equilibrium. The writer feels that *BEBIANO* has made far too free and loose usage of the isostatic principle without the due regard to all the geological, geophysical and physical factors involved. In our joys emanating from the panacea offered by the concept of isostasy, we should not overlook the bothersome but very real anachronisms of Peninsula India with its large negative gravity anomalies yet shows no signs of rising or subsidence, or Cyprus with its large positive gravity anomalies but no evidences of subsidence — indeed uplift has taken place. ("Very few things happen at the right time, and the rest do not happen at all", as *MARK TWAIN* has cogently reminded us!). That uplift of the islands has occurred in the past and

in recent geological times we do not question but to assume, as *BEBIANO* does, that such is invariably due to isostatic readjustments is stretching the concept too far. On the other hand, it is very doubtful whether orogenesis has had anything to do with such uplift and we feel more inclined to call upon vertical block movements of epeirogenic origin.

CONCLUSIONS

The relative wide-spread development of fossiliferous sediments in the Cape Verde islands have so far yielded only scant information and tentative opinions. Yet because of a greater abundance of preserved sediments here than elsewhere in Macaronesia — or for that matter, the entire Atlantic, Bermuda-Bahamas excepted — systematic and detailed investigations of these rocks would prove of great value in enabling us to unravel the geological history of this ocean and its scattered specks of land. The chronological sequence of geological events in the Atlantic islands is but imperfectly known, due essentially to impoverishment in sediments and fossils and lack of detailed studies. The Cape Verde islands hence hold an unusual interest in offering possible clues to the volcanic, sedimentary, palaeontologic and tectonic evolution not only of this archipelago but also Macaronesia and the Atlantic islands in general.

From what has been said here it is evident that all phases of our knowledge concerning the sedimentary rocks of the Cape Verde archipelago are most fragmentary, rudimentary and tenuous. Because of such limitations, it is quite impossible at this time to pontificate upon matters geological as these affect the archipelago, for the sum total of all our geological knowledge here is based only on rapid reconnaissance surveys. Much work remains to be done before facts can substitute for speculations.

ISLAND	AREA (KM ²)	MAX. ALT. (M)	SEDIMENTARY				ROCKS
			AREA (KM ²)	MAX. THICK (M)	MAX. DISTANCE FROM COAST (KM)	MAX. ALT. (M)	STRATIGRAPHY
STO. ANTAO *	779	1979	0.003	2.0	0.5	4	HOLOCENE, PLEISTOCENE, NEOGENE (VINDOBONIAN ?)
S. VICENTE *	227	774	0.008	2.5	1.8	70	HOLOCENE, PLEISTOCENE, PLIocene (?) MIOCENE (VINDOBONIAN ?) PALAEOGENE (?) SENONIAN (?)
STA. LUZIA	35	395	0.09	2.0	1.2	50	HOLOCENE, PLEISTOCENE, NEOGENE (VINDOBONIAN ?)
I. BRANCO	3	327	—	—	—	—	
I. RAZO	7	164	0.04	1.0	0.5	18	HOLOCENE, PLEISTOCENE, NEOGENE (VINDOBONIAN ?)
S. NICOLAU *	343	1304	0.5	7.5	4.0	250	HOLOCENE, PLEISTOCENE, PLIocene (ASTIAN, PLAISANCIAN), MIOCENE (VINDOBO- NIAN, BURDIGALIAN), PALAEOGENE (?) (AQUI- TANIAN ? BARTONIAN ? LUTETIAN ?), SENO- NIAN (?)
SAL *	216	406	70	2.5	3.2	105	HOLOCENE, PLEISTOCENE, NEOGENE (VIN- DOBONIAN ?), PALAEOGENE (?), CRETACEOUS (?), (SENONIAN ? VALANGIAN ?)
BOA VISTA *	620	390	185	6.5	8.4	175	HOLOCENE, PLEISTOCENE, PLIocene (?), MIOCENE (VINDOBONIAN ?), OLIGOCENE (?), CRETACEOUS (?) (VALANGIAN ?), JURASSIC (?) (MALM ? PORTLANDIAN ?)

BAR LOVENTO

ISLAND	AREA (KM ²)	MAX. ALT. (M)	SEDIMENTARY				ROCKS	
			AREA (KM ²)	MAX. THICK (M)	MAX. DISTANCE FROM COAST (KM)	MAX. ALT. (M)	STRATIGRAPHY	
MAIO *	269	436	104	435 +	6.3	265	HOLO., PLEIST., PLIO (?) MIO. (VINDO) PALAEOGENE (?) CRET. (POST-APTIAN ? APTIAN, BARREMIAN, HAUTERIVIAN, VALANGIAN), JURASSIC (MALM, PORTLANDIAN ?)	
S. TIAGO *	991	1392	3	34.0	1.2	163	HOLOCENE, PLEISTOCENE, PLIOCENE(?) MIOCENE (VINDOBONIAN) PALAEOGENE(?) CRETACEOUS (SENONIAN ? NEOCOMIAN ?)	
FOGO *	476	2829	0.05	1.3	2.3	114	QUATERNARY, MIOCENE (VINDOBONIAN)	
BRAVA *	64	976	0.03	3.6	1.1	235	HOLOCENE, PLEISTOCENE(?), PLIOCENE(?) MIOCENE(?) (VINDOBONIAN ?), PALAEOGENE(?)	
ILHEUS SECOS	I. GRANDE	2	96	0.005	0.9?	0.4	52	QUATERNARY(?), NEOGENE (MIOCENE ? VINDOBONIAN ?) SENONIAN (?)
	I. LUIS CARNEIRO	0.22	32	0.21	24.0?	0.2	32	QUATERNARY(?), NEOGENE (MIOCENE ? VINDOBONIAN ?) SENONIAN (?)
	I. CIMA	1.15	77	0.002	3.0?	0.2	47	QUATERNARY (?), NEOGENE (MIOCENE ? VINDOBONIAN ?) SENONIAN (?)
CABO VERDE	4033.37	2829	362.938	435 +	8.4	265	HOLOCENE TO JURASSIC (MALM - PORTLANDIAN ?)	

* INHABITED

TABLE I

DATA REGARDING THE ISLANDS AND SEDIMENTARY ROCKS.

BIBLIOGRAPHY

- BEBIANO, J.B. (1932) — A Geologia do Arquipelago de Cabo Verde. Com. Serv. Geol. de Portugal, Vol. 18, 275 pp.
- BERGT, W (1913) — See Friedlander, 1913. Also : Die Neuere Kartographie Kapverdische Inseln. Peterm. Mitteil. pp. 301.
- BERTHOIS, L. and D. (1946) — Inventaire des échantillons lithologiques recueillis au cours des campagnes scientifiques du Prince Albert Ier de Monaco. Bull. Inst. Ocean., Monaco. N° 898.
- BERTHOIS, L. (1950) — Contribution à la connaissance lithologiques de l'Archipel du Cap-Vert. Minist. das Colon., Junta de Invest. Colon., Estudos, Ensaios e Documentos, Lisboa, Vol. 7 194 pp.
- BOURCART, J. (1946) — Géologie des Iles Atlantides. Mém. Soc. Biogéogr., T. 8. pp. 9-40.
- CHEVALIER, A. (1935) — Les Iles du Cap Vert. Flore de l'Archipel. Rev. Bot. appl. et. Agr. trop., T. 15. pp. 733-1090.
- DARWIN, C. (1844) — Geological Observations on the Volcanic Islands visited during the Voyage of the H.M.S. Beagle. Smith, Elder and Co., London. 175 pp.
- DOELTER, C. (1882) — Die Vulkane der Kapverden und ihre Produkte. Graz.
- D'ORCHYMONT, A. (1936) — Porto Santo, ses sables calcaires. L'Atlantide. Bull. Mus. roy. d'Hist. nat. Belgique, T. 12, No. 43, pp. 1-24.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1957) — The Dolomite Question. In : Regional Aspects of Carbonate Deposition. Soc. Econ. Pal. and Min., Spec. Publ. No. 5. pp. 125-178.
- FRIEDLANDER, I. (1912) — Über das Vorkommen älterer Gesteine darunter Kalkstein mit Aptychen auf den Kapverden. Akad. Anzeiger, Wien. Vol. 19.
- FRIEDLANDER, I. (1913) — Beiträge zur Kenntnis der Kapverdischen Inseln. Dietrich Reimer, Berlin. 109 pp.
- FURON, R. (1935) — Notes sur la Paléogéographie de l'Océan Atlantique. La Géologie des Iles du Cap Vert. Bull. Mus. nat. d'Hist. nat., 2e sér., T. 7 pp. 270-274.
- FURON, R. (1950) — Géologie de l'Afrique. Payot, Paris. 350 pp.
- FURON, R. (1959) — Paléogéographie. 2ème édit. Payot, Paris. 405 pp.
- FURON, R. (1960) — Géologie de l'Afrique. 2ème édit., Payot, Paris. 400 pp.
- GAGEL, C. (1910) — Die Mittelatlantischen Vulkaninseln. Handb. d. reg. Geol., 7, Abt. 10, H. 4 32 pp.
- HATCHE, F.H., WELLS, A.K. and WELLS, M.K. (1952) — Petrology of the Igneous Rocks. T. Murby and Co. London. 469 pp.
- HEINZ, R. (1935) — Unterkreide Inoceramen von der Kapverden Insel Maio. N. Jhb. Min. Geol. u. Paläontol., Bd. 73, Abt. B., H. 2. pp. 302-311.
- HENNIG, E. (1913) — Aptychen von der Kapverdischen Inseln. Zeit. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 65. pp. 151-158.
- KREJCI-GRAF, K. (1961) — Vertikal-Bewegungen der Makaronesen, Geol. Rundsch. Bd. 51. pp. 73-122.
- LECOINTRE, G. (1962) — Le Quaternaire de l'île de Sal (Archipel du Cap-Vert). C.R. somm. Soc. Géol. France, pp. 92-93.
- PETTIJOHN, F.J. 1949) — Sedimentary Rocks. Harper Bros., New York. 526 pp.

- SOARES, J.M.P. (1944-47) — A proposito dos Aptychi da Ilha de Maio. Bol. Soc. Port. Cien. Nat., Vol. 15. pp. 101-104.
- SOARES, J.M.P. (1948) — Observations géologiques sur les Iles du Cap Vert. Bull. Soc. Géol. France, 5e ser., T. 18. pp. 383-389.
- SOARES, J.M.P. (1952) — A proposito da estratigrafia da Ilha de Maio. Anais Fac. Cien. Porto, T. 36. pp. 26-35.
- STAHLECKER, R. (1935) — Neocom auf der Kapverden-Insel Maio. N. Jhb. Min. Geol. Palaontol. Bd. 73, Abt. B. H. 2. pp. 265-301.
- TORRES, A.S. and SOARES, J.M.P. (1946) — Formações Sedimentares do Arquipelago de Cabo Verde. I. Actualização de Conhecimentos. Minist. das Colon., Junta das Miss. Geogr. e. de Invest. Colon., Lisboa. Memórias, Sér. Geol. III. 397 pp.
- TRAUTH, F. (1936) — Die Laevilamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. Ann. Naturhist. Mus. in Wien, Bd. 42.
- TRAUTH, F. (1938) — Die Lamellaptychen des Oberjura und der Unterkreide. Palaeontographica, Bd. 88. Abt. A.
- TWENHOFEL, W.H. (1939) — Principles of Sedimentation. McGraw-Hill Book Co. Inc., New York. 610 pp.

Untersuchungen
über das Rät in Luxemburg

von Adolphe MULLER, Luxemburg

Untersuchungen über das Rät in Luxemburg

mit 3 Abbildungen und 6 Tafeln
von Adolphe MULLER, Luxemburg

RÉSUMÉ

Le lever détaillé de plusieurs coupes dans les séries rhétiennes du Grand-Duché a permis d'établir une coupe-type, qui comprend de haut en bas :

1. lil : des marnes grises avec *Psiloceras pylonotum* ;
2. ko sup : les marnes de Levallois ;
3. ko inf : les grès du Rhétin inférieur avec quatre niveaux conglomératiques ;
4. km4 : des schistes noires monotones ;
5. km3 : les marnes à marnolites.

Au point de vue paléontologique nous avons relevé la présence d'esthéries et avons décrit un bone-bed rudimentaire.

VORWORT

Meinem geschätzten Lehrer, Prof. Dr. K. Rode, Aachen, verdanke ich es, daß diese Arbeit, die eigentlich nicht zur Veröffentlichung bestimmt war, in dem Gedächtnisband erscheinen darf.

Anreger der Arbeit war Dr. M. Lucius, bei dem ich sowohl für die Geländearbeit als für die Auswertung tatkräftige Unterstützung fand. Obschon Er die einzelnen Phasen der Arbeit kannte, war es mir nicht mehr gegönnt, Ihm das abgeschlossene Manuskript vorlegen zu können. Dies rechtfertigt die Veröffentlichung der Arbeit, die trotz mancher Unvollständigkeiten, einen Beitrag zur Stratigraphie des Rät in Luxemburg darstellen möchte.

I. EINLEITUNG

1. Zur Methodik.

Die hier angewandte stratigraphische Methode geht auf A. LOMBARD (1956) zurück. Die Mächtigkeit und besondere Merkmale der einzelnen Bänke einer Schichtenfolge werden genau aufgenommen und in einem Säulenprofil (siehe Tafel I) zusammengestellt. Außerdem wird eine lithologische Kurve im gleichen Maßstabe gezeichnet (Tafel II). In der vorliegenden Arbeit wurde die Folge : 1. Konglomerat, 2. reiner Sandstein, 3. toniger Sand-

stein, 4. sandiger Ton, 5. Ton, 6. Mergel und 7. Kalk gewählt. Ein Vergleich der Anordnung der Zacken in den einzelnen Kurven ermöglicht eine Korrelation mit deren Hilfe man Schichten von Aufschluß zu Aufschluß verfolgen kann.

2. Historisches.

Die erste Darstellung des Rät auf einer geologischen Spezialkarte von Luxemburg erfolgte bei WIES (1877) in der Abgrenzung, wie wir denselben noch heute auffassen. Hier liegt ein wirklicher Fortschritt gegenüber der Auffassung von MORIS (1852 pag. 26) vor, der den rätischen Sandstein z. T. in den unteren Liaskalk einbezieht. LUCIUS (1948) gliedert das Rät in eine untere und obere Zone. Die untere besteht aus schwarzen Tonen, Sandsteinen und Konglomeraten, die obere aus lebhaft roten Tonen. Gewöhnlich beginnt das Rät mit den schwarzen Schiefer-tonen, doch können dieselben zwischen den Sandsteinen wiederkehren. Deshalb faßte LUCIUS beide unter der Bezeichnung kol-2 zusammen. Die Zone der roten Tone bezeichnet LUCIUS als ko3.

RUEGER (1924) hat nachgewiesen, daß die Rättransgression durch die alsatische Straße nach dem Westen vordrang. In Elsass-Lothringen bestand noch die alte rheinisch gerichtete Senke, die als Achse der rätischen Transgression angesehen werden kann. Im Westen dieser Depression erhob sich das Gallo-ardennische Festland, im Osten bedingten nach ANTUN (1960) die rätischen epirogenetischen Bewegungen das Aufsteigen des Hunsrücks, der das luxemburgische Sedimentationsbecken nach E abriegelte.

Das Vorkommen von Rät in der Bucht von Commern und am Ostrande des Brabanter Massives in gleicher Ausbildung wie in der Luxemburger Bucht zeigt, daß noch eine direkte Verbindung vom Niederrhein nach Lothringen durch die Eifelquersenkung bestand.

II. DAS LANDSCHAFTSBILD DES RÄT

Die Mächtigkeit des Rät ist sehr schwankend. In der Moselgegend trifft man Mächtigkeiten bis zu 20 m, im Kanton Redingen bis zu 10 m, oftmals nur 0,20 bis 0,50 m.

Entsprechend der geringen Mächtigkeit ist die Verbreitung des Rät über Tage klein. Meistens trifft man es als schmalen Streifen am Fuße des Steilabfalles des Luxemburger Sandsteines, seltener als Decke über den durch den Steinmergel gebildeten Rücken und Kuppen. Auch dann ist es vielfach von den Psilonotenschichten überlagert, so daß es auf den Karten nur als ein schmales Band das Liasplateau einsäumt.

Die schwarzen wie die roten Tone sind wegen ihrer Feinkörnigkeit sehr plastisch und quellen durch Wasseraufnahme stark. Sie sind meist von einer bis 100 m mächtigen schwer lastenden Decke des durch Diaklasen stark dislozierten Luxemburger Sandsteines bedeckt, unter dessen Last sie ausgequetscht werden, sodaß die hangenden Felsmassen sich leicht zum Tal hin neigen und längs der Klüfte abbrechen. Der Sandstein, als starker Wasserhorizont, sorgt für die reichliche Durchtränkung der rätischen Unterlage.

Das Rät bedingt also den auffallend starken Zerfall des Luxemburger Sandsteines.

Gute Aufschlüsse sind nur dann vorhanden, wenn die Steilwand des Luxemburger Sandsteines sich nicht unmittelbar über dem austreichenden Rät erhebt, dieses nicht mit Schutt bedeckt und wenn außerdem der Rätstein relativ mächtig, sowie tonarm ist. Meistens sind die Aufschlußverhältnisse schlecht und ein Schurf von einem halben Meter Tiefe ist unerlässlich um das Anstehende zu beobachten.

III. EINZELBESCHREIBUNG VON RÄTVORKOMMEN

1. Remich.

An der Straße von Remich nach Mondorf, im Straßeneinschnitt unterhalb der Höhe des „Scheierberg“ (Top. K. 1 : 25 000 ; Blatt Remich 7-8 ; r : 92 550 ; h : 66 650) sind die Rätsandsteine aufgeschlossen.

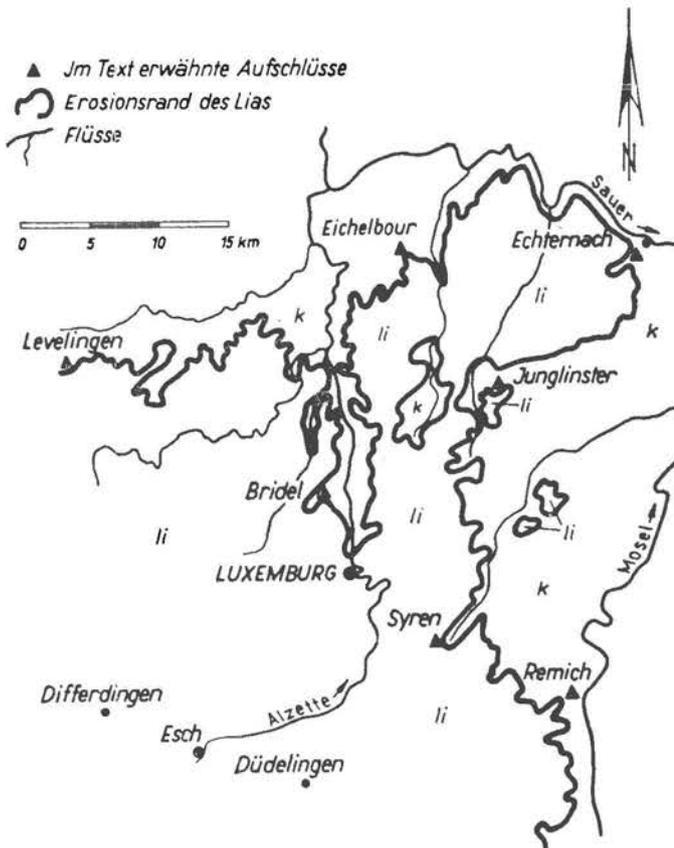
Zwischen den eigentlichen Rätsandsteinen und den bunten Mergel des km3 ist eine 7 m mächtige Folge von grauen Mergel eingeschaltet. Verschiedene Horizonte fallen durch ihren Quarz-, Gips- oder Dolomitgehalt auf, besonders eine 40 cm mächtige dolomitische Sandsteinlinse, die allerdings in 8 m Entfernung schon auf 5 cm abklingt.

Die 8 m mächtigen Rätsandsteine zeigen häufig Schrägschichtung und Linsenbildung. Sie sind stark zerklüftet, Verwerfungen sind häufig. Die Verwerfungsbeträge sind jedoch im Aufschlußgebiet durchwegs gering (maximal von einem halben Meter).

Die Sandsteinfolge läßt sich durch vier Konglomerate gliedern. Die unterste Konglomeratlage, von maximal 25 cm Stärke, ebnet die gewellte Keuperoberfläche ein. Das Konglomerat steht in einer festen Bank an, die aber meistens beim Anschlagen sofort zerfällt.

Abb. 1

Das Rät in Luxemburg



Nur wenige Gerölle haften fester zusammen. Die Kurve der Korngrößenverteilung zeigt je ein Maximum im Feinkies und im Grobsand. Die Gerölle erreichen einen größten Durchmesser von 40-50 mm.

Über der ersten Konglomeratlage folgen 2,40 m reiner, weißer Sandstein. Dann tritt, scharf von den Sanden getrennt, mit einer Mächtigkeit von 45 cm die zweite Konglomeratlage auf. Im Hangenden geht das Konglomerat allmählich in Sandstein über. Das Bindemittel des Konglomerates ist sandig und überwiegt mengenmäßig die Gerölle.

2,50 m oberhalb der zweiten Konglomeratlage folgt die dritte. Dazwischen war die Sedimentation sehr wechselhaft. Selten kam es zur Ablagerung von weißen Sanden, meistens sind sie eisenschüssig und wechseln mit Tonen ab.

Die Gerölle des dritten Konglomerates stehen nicht in einer festen Bank an, sondern sind dem Sandsteine in großer Menge eingestreut.

Während 2,50 m wechseln Sand und Ton, Kalk schaltet sich in dünnen Bänkchen ein. Die Erosionsgrenze setzt dem Profil ein Ende. Obschon man in den oberen 20 cm herunter gerollte Gerölle sammeln kann, ist das 4. Konglomerat nicht mehr aufgeschlossen. Das gleiche Konglomerat ist 1,5 km SW an der Straße nach Wellenstein, 200 m unterhalb der Abzweigung (Top. K. 1 : 25 000, r : 91 550, h : 65 490) aufgeschlossen.

Leider sind hier die zwei unteren Konglomerate nicht aufgeschlossen, so daß die Korrelation nur durch die Kalkpartie möglich ist, wobei die Ausbildung der Schichten unter- und oberhalb der Kalkbänkchen ebenfalls für die Gleichstellung sprechen. Die abschließende Konglomeratlage wird von kalkreichem Sandsteine überdeckt.

Die obere Zone des Rät beginnt mit 15 cm Mergel, und zwar handelt es sich um graue und gelbe Schichten in feinsten Wechsellagerung. Die nächsten 40 cm bestehen aus grauen Tonen. Sie werden von roten Mergel, in denen untergeordnet graue Mergel auftreten, überlagert. Die Serie schließt mit einer dünnen Lage von blauen- und einer ebenso dünnen Lage von gelben Mergeln ab. Die roten Mergel treten noch einmal während 3 cm auf, werden aber von blauen Mergel, in die sich bald dichte blaue Kalke einschalten, verdrängt.

Die Gesamtmächtigkeit der oberen Zone beträgt 2 m.

2. Syren.

An der Straße von Syren nach Contern, westlich vom Syrener Friedhof (Top. K. 1 : 25 000, Blatt Luxemburg 5-6, r : 83 625 ; h : 70 310) sind in einem stark verwitterten Straßenanschnitt die Schichten vom Steinmergelkeuper bis zum unteren Lias zu erkennen (siehe Tafel I und II). Die untere Rätzone ist 7 m und die obere 3,5 m mächtig. Kennzeichnende Horizonte der unteren Zone sind eine Kalkbank sowie 3 Geröllagen.

Oberhalb der Mergel des km3 folgt eine 2 m starke Serie von dunklen Blättertonen, diese sind stellenweise sandiger und schließen mit einer 20 cm starken, gut erkennbaren, dunkelbraunen Kalkbank ab.

2 m tonige Sandsteine und vor allem dunkle Tone trennen die Kalkbank von der hangenden ersten Geröllage. In den unteren 20 cm sind die Schichten gelegentlich kalkig. Die schwarzen Blättertonen unterhalb der Geröllage zeigen Estherienabdrücke.

Die erste Konglomeratlage ist 7 cm mächtig. Gerölle mit 3 cm Durchmesser sind selten, viele Körner sind nur wenige mm groß und gehen in Grobsand über. Das Konglomerat wird von einem schwarzen, sandigen Ton, der sehr glimmerreich ist, überlagert.

Die nächste Gruppe setzt mit einem Sandstein ein, der einzelne Geröllagen führt. Verkohlte Pflanzenreste sind häufig. In dem Sandstein sind Steinkerne nach Muscheln zu erkennen. Die Serie wird während 2 m tonig und sandig und schließt mit einer kalkigen Erosionsfläche, die eine dünne Geröllage bedeckt.

Die obere Rätzzone beginnt mit grauen Mergeln. Nach einer feinsten Wechsellagerung von grauen und roten Mergeln setzt sich die rote Farbe stärker durch. An der Rät-Liasgrenze sind die grauen Einschaltungen wieder häufiger. Eine 15 cm dicke Bank zeigt die letzten roten Farben. In die hangende graue Schichtenfolge schalten sich schnell dichte Liaskalke ein.

3. Bridel.

Ein gut aufgeschlossenes Vorkommen von Rätsandstein findet man an der neuen Straße von Bridel nach Bereldingen, unterhalb des Roudenhaf (Top. K. 1 : 25 000 ; Blatt Cap.-Esch 3-4 ; r : 74 350 ; h : 80 865). Die roten Tone dagegen sind dort stark verwittert.

Über dem Steinmergel erhebt sich die untere Rätzzone in einer ungefähren Mächtigkeit von 4 m. Sie besteht aus 3 grob gebankten Sandsteinpartien, an deren Basis jeweils Wechsellagerung von dünnen Sandsteinbänkchen mit blauen fetten Tönen zu erkennen ist. Die untere und mittlere Schicht mit Wechsellagerung führt in den Sandsteinbänkchen Gerölle. In allen drei Schichten treten auf den Schichtflächen Sandstein zu Ton Kohlenreste auf.

In der oberen Zone sind graue Tone von roten Tönen überlagert. Bei der starken Verwitterung lassen sich die Schichten im Einzelnen nicht erfassen. Die Grenze zum Lias konnte nicht klar aufgeschlossen werden. Die Mächtigkeit der oberen Zone ist wohl nicht größer als ein halbes Meter.

4. Levelingen.

Im Nordwesten des Gutlandes haben wir das klassische Vorkommen von Levelingen (Top. K. 1 : 25 000 ; Blatt Rédange 5-6 ; r : 5750 ; h : 8938), ; das bereits 1855 von DEWALQUE beschrieben wurde. DEWALQUE legte hier fest, daß rätischer Sandstein und Luxemburger Sandstein zwei verschiedenen stratigraphischen Horizonten entsprechen. LUCIUS (1948 pag. 112-113) konnte an dieser Stelle bei einer Wegverbreitung folgendes Profil aufnehmen :

- ”1. Im Bachbett steht schwach geneigter Steinmergelkeuper an. Der Kontakt mit dem etwas höher folgenden Sandstein ist nicht sichtbar. Darüber folgt :
2. Gelber, lockerer Sandstein gegen unten eine Lage von Quarzgeröll. Der Sandstein zeigt unten flaches Einfallen nach Süden, das allmählich bis auf 10° ansteigt. Eine breite Kluft durchsetzt den Sandstein ; südlich der Kluft ist das Einfallen 16° nach S. Mächtigkeit des Sandsteines, soweit aufgeschlossen 4,50 m.
3. Es folgt eine rund 5 m mächtige Zone, die durch Schutt verrutscht ist. Soviel läßt sich erkennen, daß hier schwarze schiefrige Tone mit Sandsteinschichten anstehen. Im Hangenden der Schicht treten 0,90 m Sandstein auf, die mit 31° nach Süden einfallen.
4. Darauf folgen, gut erschlossen, die roten Tone, 2,09 m mächtig, mit dem gleichen Einfallen. Gesamtmächtigkeit des Rät 13 m.
Darüber liegen die dunklen Mergel mit graublauen, sandigen Kalkbänken der Psilotenschichten.”

Bei der Aufnahme zur vorliegenden Arbeit waren die älteren Schichten nicht mehr aufgeschlossen. Das Profil (siehe Tafel I und II) begann mit 3 m Sandstein und zwar als Wechsellagerung von hellgelbem und grauem Sandstein. Er ist wenig verfestigt, glimmerreich und führt in verschiedenen Lagen verkohlte Pflanzenreste.

Oberhalb dieser 3 m erkennt man eine dünne Konglomeratlage, dann treten schwarze Blättertone auf. An der Grenze der unteren zur oberen Zone ist das Sediment weniger tonig und geht in einen festen, reinen Sandstein über, der in den oberen 5 cm geröllführend ist. Das Bindemittel des 10 cm Sandstein oberhalb der Geröllage ist leicht kalkig.

Das ko_3 , das nach Literaturangabe 2,09 m mächtig ist, beginnt mit blau-grauen Mergeln; es folgen dann rote Mergel. Der Kontakt zu den Pylonotenschichten ist nicht aufgeschlossen, aber leicht einzuengen.

5. Junglinster.

In der Umgebung von Junglinster sind die Rät-aufschlüsse häufig. Sie sind alle durch eine starke Entwicklung des Konglomerates gekennzeichnet. Hier sei nur der Aufschluß an der Straße von Luxemburg nach Echternach, 500 m östlich der Radiostation (Top. K. 1 : 25 000 ; Blatt Echternach 5-6 ; r : 87 885 ; h : 87 920) erwähnt.

Über den Schichten des Steinmergelkeupers treten ein stark eisenschüssiges Konglomerat und schwarze sandige Blättertone auf. Die Schiefer zeigen gelegentlich Estherien auf den Schichtflächen. Ein zweites Konglomerat leitet zu einer sandigeren Partie über. An der Grenze zur oberen Zone sind die Gerölle wieder häufiger. Die untere Zone ist 95 cm mächtig.

Auch hier beginnt die obere Zone mit grauen Schichten, die allmählich von den roten Tönen verdrängt werden. Der Übergang zu den Pylonotenschichten besteht im wesentlichen in einem Farbwechsel von rot nach grau. Dieser Farbwechsel tritt 2,2 m über der unteren Rätzone ein.

6. Eichelbour.

Westlich der Straße Eichelbour-Medernach, an dem Wege nach Schrondweiler (Top. K. 1 : 25 000, Blatt Echternach 1-2, r : 81 215 ; h : 96 855) folgt über den Steinmergel des km_3 ein 30 cm mächtiges Konglomerat. In den hangenden, sehr stark verwitterten Schichten, sind schwarze Blättertone und Sandsteine zu erkennen. Die Sandsteine zeigen an der Unterfläche Wurmspuren und Wülste.

Die obere Zone ist durch stahlblaue, sandige Mergel und durch rote fette Tone vertreten. Das Ganze ist stark verwittert, ebenso die li_1 Schichten, so daß man nicht sagen kann, ob das Hangende des Rät erreicht ist, oder ob der li_1 - Lehm das Rät überrollt. Die Mächtigkeit der oberen Zone scheint 2 m nicht zu überschreiten.

7. Echternach.

In der Aesbach, etwa 2 km NW von Echternach, hat ein Wolkenbruch gute Aufschlüsse an der Keuper-Rätgrenze geschaffen. Zwischen grünen Mergeln des Steinmergelkeupers im Liegenden und dunkelblauen Mergel, die zu papierstarken Blättern verwittern, im Hangenden, ist ein halbes Meter gelber Sandstein zu erkennen. Er ist wenig verfestigt und tonreich.

Saueraufwärts war das Rät schlecht zu kartieren, da die Steilhänge von einer mächtigen Schuttdecke des li_2 bedeckt sind. An der Straße von Berdorf nach Grundhof (Top. K.

l : 25 000 Blatt Echternach 3-4 ; r : 91 525 ; h : 97 335) waren die roten Tone jedoch im Straßengraben zu sehen. 125 cm Tone liegen unmittelbar über dem Steinmergelkeuper. 200 m westlich ist das Rät an einem Waldweg aufgeschlossen. Die Lagerung läßt submarine Gleitung vermuten, denn km³, Rät und lil sind ineinander verknüeten. Die roten Tone erreichen 50 cm, der Sandstein 15 cm Mächtigkeit. Unter dem Sandstein konnte eine Geröllage beobachtet werden.

In dem Gebiet von Rippig nach Bech ist das Rät äusserst schwach entwickelt und setzt sich aus 5-10 cm roten Tönen und etwas dunklen Tönen mit wenigen Quarzgeröllen zusammen. Die Gesamtmächtigkeit geht in diesem Gebiet selten über 15-20 cm hinaus.

IV. DIE KONGLOMERATE IN DER UNTEREN RÄTZONE.

1. Die Zusammensetzung der Konglomerate.

Remich.

Die untere Rätzone im Profil Remich-Scheierbiurg läßt sich durch 4 Konglomerate gliedern. Die älteste Lage besteht vorwiegend aus Feinkies, der mit Grobsand verkittet ist. Die Gerölle setzen sich zu etwa 50 % aus schwarzem Quarzit, zu 20 % aus weißem Gangquarz und zu 15 % aus arkosigem Sandstein zusammen. Untergeordnet treten graue gebänderte Kieselschiefer, schwarz gefleckte Quarzite und Kieseloolithgerölle auf.

Der schwarze Quarzit zeigt gelegentlich rechteckige oder dreieckige Grübchen (bis 0,5 mm Kantenlänge), die ursprünglich wahrscheinlich von Pyrit ausgefüllt waren. Zu den schwarzen Quarziten stellen wir ebenfalls schwarze bis dunkelbraune silifizierte Kalke, die nach ANTUN (1960 p. 40) hauptsächlich aus feinem Quarz bestehen und von ihm als Quarzolite bezeichnet werden. Diese Quarzolite, siehe weiter unten, spielen für das paläogeographische Bild ANTUN's eine wesentliche Rolle. Das einheitlichste Material liefert die Gruppe der weißen Quarze. Neben wohl gerundeten Körnern kommen auch kantige Bruchstücke vor, die dann meistens größer als 3 cm und kavernös sind. Der Arkosandstein ist ein weißes, gebleichtes, z. T. zu Kaolin verwittertes Material. Häufig liegen nur Bruchstücke vor.

Am Aufbau der zweiten Konglomeratlage sind dieselben Komponenten beteiligt. Der schwarze Quarzit bildet zwar die Hauptfraktion, tritt aber im Vergleich zu der unteren Lage etwas zurück. Zu verzeichnen ist das Auftreten von Fischzähnen, Korallenresten und Bruchstücken von Crinoidenstielgliedern.

Das dritte Konglomerat setzt sich maßgebend aus schwarzen Quarziten und weißen Gangquarzen zusammen. Vereinzelt wurde ein rötlicher Quarzporphyr gefunden.

In den oberen 20 cm des Profils kann man häufig Gerölle sammeln, die zum nicht aufgeschlossenem 4. Konglomerat gehören. Aus petrographischen Analogien der Schichtfolge handelt es sich um das gleiche Konglomerat, welches an der Abzweigstraße nach Wellenstein die unterste Rätzone abschließt.

Junglinster.

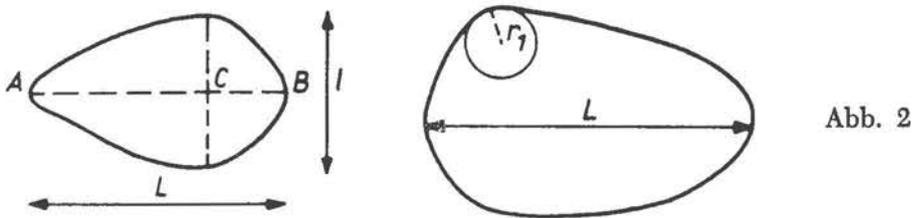
Das Profil Junglinster beginnt mit dem 16 cm mächtigen untersten Konglomerat, das dicht gepackt ist und das Maximum der Korngrößenverteilung bei 5 mm zeigt. Die zweite Konglomeratlage ist 25 cm mächtig und zeigt ein ähnliches Bild der Korngrößenverteilung.

Diese Lage ist besonders reich an Fischzähnen. Eine 11 cm starke Sandsteinschicht, in der gelegentlich Gerölle auftreten, schließt die untere Rätzzone ab.

Die Konglomeratlagen setzen sich zu fast 90% aus schwarzem Quarzit und zu mehr als 10 % aus weißem Gangquarz zusammen. Kieseloolithe, Bänderquarzite und Arkosesandstein treten mit 1-2 % auf.

2. Die morphoskopische Untersuchung der Gerölle.

Die Untersuchung geht auf die Arbeiten von CAILLEUX (1952) und TRICART (1952) zurück. Die Gerölle wurden auf Abplattung, Zurundung und Dissymmetrie untersucht.



Abplattungsindex : (siehe Abb. 2) L sei die größte Länge des Gerölls, I die größte Breite in einer Ebene senkrecht zu L gemessen, und E die größte Dicke in einer Richtung senkrecht zu L und I. Der Abplattungsindex ist :

$$\frac{L + I}{2E}$$

Der Abplattungsindex beträgt 1 für die Kugel und den Kubus. Er nimmt mit der Abplattung zu. Außergewöhnlich sind Werte, die über 10, selten solche die über 5 liegen. Unterhalb 2 sind die Gerölle wenig abgeplattet, oberhalb 3 sind sie als stark abgeplattet anzusprechen.

Zurundungsindex : Beobachten wir die Außenlinie des Gerölls in einer Ebene (L, I.). In den verschiedenen Punkten hat die Krümmung verschiedene Werte. Nennen wir r_1 den kleinsten Krümmungsradius. Der Zurundungsindex ist :

$$\frac{2 r_1}{L}$$

Der Zurundungsindex gibt ein Maß für die Abnutzung des Gerölls. Er variiert von 0 (eckige Brocken) bis zu 1 (Kugel). Eine Abnutzung von 4/10 ist stark, von 7/10 kommt selten vor, von 8-9/10 ist außergewöhnlich. In dieser Arbeit wird nur der Prozentsatz der Gerölle oberhalb von 5/10 angegeben, diese bezeichnet man als stark abgerollt.

Dissymmetrieindex :

$$\frac{AC}{L}$$

Er variiert von 0,5 (Kugel) bis zu 1. Der Einfachheit halber wurde mit dem zehnfachen Zurundungs- und Dissymmetrieindex gearbeitet. Es wurde angestrebt von jeder Probe 100 Gerölle zu vermessen, deren größte Länge im Bereiche von 15 mm bis 60 mm liegt.

Diese Gerölle sind jedoch bloß für einen kleinen Bruchteil der Gerölle charakteristisch, da ihr Maximum im Bereiche des Feinkieses liegt. Morphometrisch lassen sich diese Gerölle erfassen, falls man sie einheitlich photographisch bis zu einem annehmbaren Meß-

bereich vergrößert, der für die kleinsten Körner oberhalb von 10 mm liegen muß. Dieses photographische Verfahren, welches auch für größere Gerölle ein rationelleres Vermessen erlaubt, läßt nur die Bestimmung von Dissymmetrie und Zurundung zu. Gearbeitet wurde auf einem Lichttisch; die Werte wurden an transparentem Millimeterpapier abgelesen bzw. an konzentrischen Kreisen, in mm Abstand, die zu diesem Zwecke zwischen Lichtquelle und photographische Abbildung geschoben wurden.

Die Auswertung erfolgte getrennt für die Fraktion (15-60 mm) und für die photographisch untersuchte Fraktion.

Ergebnis.

Remich.

Die Fraktion 15-60mm (siehe Tafel III) zeigt wenig abgeplattete, schwach dissymmetrische Körner, wobei die Abplattung von der älteren zu jüngeren Konglomeratlage nur unwesentlich zunimmt. Die Dissymmetrie der Gerölle nimmt unwesentlich vom Liegenden zum Hangenden zu. Stärker abgeplattete Gerölle sind also unsymmetrischer als weniger abgeplattete.

Keine der drei untersuchten Lagen zeigt eine besonders gute Zurundung. Die Zurundung der Gerölle in der ältesten Lage (Probe Nr. 1) ist als schwach, in der zweitältesten (Probe Nr. 2) als schlecht und in der dritten (Probe Nr. 3) als gut zu bezeichnen.

Untere Lage (Probe Nr. 1):

Dissymmetrie: Die Ergebnisse der photographischen Auswertung erinnern an jene der größeren Fraktion. Im einzelnen nimmt die Symmetrie vom weißen Quarz (C) über den Quarzit (B) zum Arkosesandstein (D) ab.

Zurundung: Die Zurundung ergibt ein ähnliches Bild mit der besten Zurundung für den weißen Quarz und abnehmend für den Quarzit und den Arkosesandstein.

Zweite Lage (Probe Nr. 2):

Im Vergleiche zu der photographisch untersuchten Fraktion des liegenden Konglomerates sind die Gerölle unsymmetrischer und schlechter zugerundet.

Der große Streubereich der Zurundungsindices tritt bei den feinen Fraktionen besonders stark hervor. Er könnte auf die Aufbereitung eines schon vorhandenen triadischen Konglomerates deuten. Allerdings dürfte das Zerbrechen der Körner in der Brandung mit nachträglicher Kantenabstufung zu einem ähnlichen Resultat führen.

Zusammenfassung:

Gemeinsame Merkmale.

1. Alle drei Konglomeratlagen setzen sich im Wesentlichen aus schwarzem Quarzit, weißem Gangquarz und Arkosesandstein zusammen. Das Verhältnis der Komponenten ist in den einzelnen Lagen nur leicht unterschiedlich.

2. Die Gerölle sind wenig abgeplattet und schwach dissymmetrisch.

Trennende Merkmale.

1. Die Korngrößenverteilung ist in den drei Lagen unterschiedlich. Die Konglomerate sind nach den jüngeren Schichten hin, jeweils sandiger ausgebildet.

2. Die basale Lage ist schwach, die zweite schlecht, die dritte gut zugerundet.

3. Die zweite Lage führt reichlich Fischzähne, während die erste und dritte fossillos zu sein scheinen.

Junglinster.

Die Gerölle beider Lagen (siehe Tafel IV) sind als wenig abgeplattet anzusprechen. Die Abplattung und die Dissymmetrie sind in dem unteren Konglomerat (Probe Nr. 4) stärker als in dem oberen. Die obere Lage zeigt besser zugerundete Gerölle als die basale (Probe Nr. 5).

3. Vergleich und Deutung der morphometrischen Befunde.

Die untere Rätzone im Profil Remich zeigt 4 marine Vorstöße, die durch Geröllagen zu belegen sind. Die Packung der Gerölle wird vom Liegenden ins Hangende jeweils sandiger, die Registrierung des Ausmasses der Vorstöße entsprechend schwächer. Nach der Zusammensetzung der Komponenten der 4 Lagen zu urteilen, blieb das Einzugsgebiet im wesentlichen dasselbe. Eine progressive Entfernung vom Profil, die sich aus der stärkeren Abplattung, bedingt durch einen längeren Transport, ergibt, war nur geringfügig.

Sowohl in Remich als in Junglinster ist das basale Konglomerat fossillos, während die zweite Konglomeratlage reichlich Fischzähne enthält, die z. T. gleichen Arten zugehörig sind. Es ist nicht ausgeschlossen, daß eine 3. und 4. Geröllage in Junglinster ausgebildet sind. Man könnte sie in der abschließenden Sandsteinbank, die gelegentlich Gerölle führt, vermuten. Als einheitliche Geröllagen waren sie jedoch nicht zu erkennen.

Eine derartige Korrelation ermöglicht einen Vergleich der morphometrischen Befunde. Die entsprechenden Indices für die zu vergleichenden Konglomeraten in Junglinster und Remich liegen jeweils in der gleichen Größenordnung. In der basalen Lage nimmt die Abplattung und die Dissymmetrie von Remich nach Junglinster ab. Eine Komponente der Transportrichtung wäre demnach von S nach N genau die entgegengesetzte Richtung, also von N nach S läßt sich auf diese Weise für die zweite Konglomeratlage herleiten.

Ein solcher Vergleich darf die Reliefunterschiede nicht außer Acht lassen. Im Bereiche Junglinster nämlich haben wir es offensichtlich mit einem Hebungsgebiet zu tun. Die Gesamtmächtigkeit der unteren Zone beträgt dort knapp 1 m, davon sind 40 cm als dicht gepacktes Konglomerat ausgebildet. In der Zusammensetzung der Gerölle hat sich das härtere Material, der schwarze Quarzit, angereichert, was sich auf eine Aufbereitung in einer starken Brandungszone zurückführen läßt. In Remich dagegen ist bei einer Gesamtmächtigkeit der unteren Zone von 8 m nur 1 m konglomeratisch ausgebildet. Die bunte Zusammensetzung des Konglomerates läßt hier keine so straffe Auslese wie in Junglinster erkennen. Beides spricht für eine ruhigere Sedimentation.

Die geringen Unterschiede in den morphometrischen Befunden bei Berücksichtigung eines unterschiedlichen Reliefs lassen Rückschlüsse über die Transportrichtung fragwürdig erscheinen.

4. Die Verbreitung des Konglomerates.

Rätkonglomerate werden in der Literatur des öfteren erwähnt. Ihre Ausbildung kann verschieden sein, sie scheinen in den Rät sedimenten jedenfalls nie zu fehlen. In den Profilen Remich und Junglinster konnte man in jeder Lage eine mehr oder weniger ausgeprägte Eigentümlichkeit erkennen. Sie als Einheit in Raum und Zeit, also als stratigraphische Horizonte, zu bezeichnen liegt nahe. Die Mächtigkeit und die Zusammensetzung der Konglomerate wird allerdings stark von der Meeresströmung und von dem Relief des Meerbodens beeinflusst.

So ist es verständlich, daß den Konglomeraten in der Korrelation der beschriebenen Profile größte Aufmerksamkeit zukommt.

Nur selten sind die Konglomerate so eigentümlich ausgebildet, daß man sie ohne weiteres wiedererkennt, wie etwa in Remich, Syren und Levelingen, wo die untere Rätzone mit einer dünnen Geröllage mit einem Überzug von kalkhaltigem Sandstein abschließt. In den meisten Fällen ist die Korrelation nur durch den Vergleich des Schichtenverbandes, der durch die lithologische Kurve dargestellt ist, möglich.

Eine Belegung durch Fossilien wäre noch geeigneter. In dieser Hinsicht sind die Fischzähne und das Auftreten von Estherien von Wichtigkeit.

Estheria minuta wurde gefunden in Syren unterhalb der ersten, in Junglinster zwischen der ersten und zweiten Konglomeratlage. Es wäre gewagt *Estheria* als Leitfossil anzusprechen und damit die erste Konglomeratlage in Syren mit der zweiten in Junglinster zu korrelieren, wenn nicht auch die lithologische Kurve, insbesondere der Vergleich mit dem Profil Remich, solches befürworten würde.

5. Herkunft der Gerölle.

Abb. 3 zeigt Abtragungsgebiete und Mächtigkeitsverteilung der unterrätischen Sedimenten. Die Mächtigkeitsverteilung ergibt sich aus 25 Einzeldaten die der Literatur und



Abb. 3. Abtragungsgebiet und Mächtigkeitsverteilung der unterrätischen Sedimenten. (Nach ANTUN umgezeichnet.)

der vorliegenden Arbeit entnommen sind. Die Mächtigkeit der oberrätischen Sedimenten schwankt um 2 m ; sie ist nicht besonders dargestellt.

ANTUN (1960) unterscheidet in den Konglomeraten der Serie triadische silifizierte Kalke und paläozoische Gesteine. Erstere wurden am aufsteigenden Hunsrück abgetragen ; Die paläozoischen Gesteine entstammen entweder einem triadischen Konglomerat oder aber wurden am Hohen Venn abgetragen. Die dunkeln Quarzite sehen den Revin Quarziten ähnlich, das kreidige silifizierte Material erinnert an die Arkose von Waisme.

V. PALAEONTOLOGIE.

1. Die Fauna der „schwarzen Tone“.

Schwarze Tone innerhalb der Rätседimenten führten kleine ovale Schalen, die 4,3 bis 7,0 mm lang sind und eine feine konzentrische Berippung zeigen. Auf diese Schalen wurde im Profil Syren unterhalb der ersten Konglomeratlage und im Profil Junglinster zwischen der ersten und zweiten Konglomeratlage hingewiesen. Sie haben auf dem dunklen Untergrund der Blättertone feine, glänzende Spuren hinterlassen. Diese Erhaltungsweise entspricht den Beobachtungen die T. RUPERT JONES (1862 p 13 ¹⁾ über die Fossilation der Estherien gemacht hat.

Die morphologischen Analogien zwischen den Gehäusen der Estheria (Crustacea, Conchostraca, Familie der Limnadiidae) und der Schalen der Posidonomya (Mollusken, Lamellibranchiata, Familie der Aviculidae) was die Form und die Skulptur der Schalen betrifft sind bekannt.

Obwohl von den meisten Exemplaren nur Abdrücke konzentrischer Schalen erhalten sind, kann man verschiedentlich auch die Schalensubstanz erkennen. Sie zeigt unter dem Binokular (50fache Vergrößerung) eine feine netzartige Textur. Es handelt sich um die charakteristische Textur der Conchostraca, die den Mollusken völlig fehlt. Dieses Merkmal erlaubt die Behauptung, daß die Schälchen Estheriengehäuse sind. Nach der konzentrischen Berippung kann es sich um zwei Formen handeln, die T. R. JONES (1862) beschrieben und abgebildet hat : Estheria minuta aus dem Mittleren Kreuper und Estheria minuta var. brodiena des englischen Rät. Die Varietät brodiena unterscheidet sich von Estheria minuta s. s. durch die kleinere Gestalt und die feinere Retikulierung der Schalenoberfläche.

Morphologische Angaben :

a) Größe.

Es folgen die Messungen der größten Länge der Schale in mm von einigen Exemplaren von Estheria minuta und von der Varietät brodiena, welche T. R. JONES abgebildet hat. Die Exemplare stammen aus England, Frankreich und Deutschland. Die Werte sind von S. GUERIN (1956) übernommen.

Estheria minuta : 3,5 4,0 4,1 4,6 5,3 6,4 mm

arithm. Mittel : 4,7 mm

Estheria minuta var. brodiena : 3,8 3,0 2,3 mm

¹⁾ Rarely converted into calcareous matter, the Estherian carapaces usually present a delicate brownish hornlike tissue, generally with some degree of transparency and polish, contrasting with the dull perfectly calcified shells of Aviculidae, or their bold wide ridged impressions, black and filmy, or delicately nacreous.

Die selbst untersuchten Exemplare schwanken zwischen 4,3 und 7,0 mm : Die 10 vermessenen Beispiele hatten je : 4,3 4,7 4,8 5,1 5,4 6,8 6,9 7,0 mm, was eine Durchschnittsgröße von 5,49 mm ergibt. Die Größe ist also wesentlich verschieden von den Werten bei JONES.

Jene Werte sind aber mit einem Schwankungsbereich von je 60 und 50% behaftet. Man muß berücksichtigen, daß die Deformation bei diesen zarten Gehäusen besonders stark ist. Außerdem wird die Größe von Lebensstadium und Lebensbedingungen beeinflusst, so daß dieses Merkmal allein nur bedingt maßgebend sein kann.

b) Retikulierung der Schale.

Unter dem Binokular (50fache Vergrößerung) zeigt die Schale eine Retikulation, die fein und länglich gestreckt ist. Sie ist also verschieden von jener, die bei T. R. JONES die Valven der *Esteria minuta* s. s. ziert und im Kleinen an Bienenwaben erinnert.

Wir möchten daher annehmen, daß es sich um *Esteria minuta* c. f. var. *brodiena* handelt.

2. Die Fauna der Sandsteine.

Versteinerungen sind im Rätssandstein nicht häufig. LUCIUS (1948) erwähnt unbestimmbare Steinkerne, den Umrissen nach Modiolen, die häufig in einem verlassenen Steinbruch im rätischen Sandstein im Dorfe Kapweiler vorkommen.

Zu nennen sind auch schlecht erhaltene Steinkerne im Profil Syren, die als Muschelpflaster gemeinsam mit wenig zugerundeten Geröllen vorkommen.

Eine obere Lage zeigt durchwegs kleine Steinkerne (Durchschnittslänge 6,3 mm, Durchschnittshöhe 4,1 mm) als die untere Lage, in der die Durchschnittslänge 10,2 mm und die Durchschnittshöhe 7,0 mm beträgt.

Es handelt sich in beiden Lagen um die gleiche Muschel, die der *Corbula* entsprechen könnte, die ALBERTI (1864) aus den unteren Mergeln des Keupergipses von Rottweil beschrieben hat. (Oval dreieckig, ziemlich bauchig, vorne abgerundet, nach hinten zugespitzt und eine steile Kante bildend. Wirbel wenig nach vorn stehend, übergreifend, ziemlich spitz. Schale fast glatt, Länge derselben 13 mm, Höhe 8 mm).

Eine genaue Bestimmung ist bei der schlechten Erhaltungsweise nicht möglich. Die vorliegenden Exemplare dürften als *Corbula* aff. *keuperina* Alberti angesprochen werden.

Wichtig ist der Fundpunkt von der Wolfsmühle bei Ellingen, wo von einem Herrn von HOEVEL Material gesammelt wurde, das OPPEL (1856-58) bestimmte. Es sind angeführt :

- Schizodus cloacinus Qu.
- Cardium rhaeticum Mer.
- Avicula contorta Portl.
- Mytilus minutus Gldf.
- Pecten acuteauritus Schfh.
- Anomia sp.
- Mactra sp.
- Natica sp.

3. Die Fauna der Konglomerate.

Die zweiten Konglomeratlagen in Junglinster und Remich zeigen eine reiche und weitgehend gleiche Fauna. Es handelt sich um Fischzähnen und Schuppen, die alle von geringer Größe (1-5 mm) sind.

Bei der folgenden Beschreibung lehnen wir uns systematisch an L. S. BERG (1958) an.

SELACHII

+ Hybodontidae

Hybodus minor AGASSIZ

AGASSIZ 1833-43, Vol. 3, Tab. 23, Fig. 21-24.

Der Zahn (siehe Tafel V Fig. 1a-d) trägt einen hohen Hauptkegel, der merklich nach einwärts gekrümmt ist. Zu beiden Seiten befinden sich ein oder zwei Nebenkegel. Die Zahnwurzel ist relativ dick, bis zu 1/3 der Höhe des ganzen Zahnes. Die Basis der Krone ist ungefähr horizontal. Die Faltenstreifung ist sehr weit und reicht mit abnehmender Stärke bis zur Spitze.

Hybodus apicalis AGASSIZ

AGASSIZ 1833-43, Vol. 3, Tab. 23, Fig. 16-20.

Der konische Hauptkegel (Taf. V Fig. 1e) ist im Vergleich zum Gesamtzahn breiter als bei jeder andern Art. An der Basis der Krone macht seine Länge mehr als die Hälfte der Länge des Zahnes aus. Auf jeder Seite des Hauptkegels treten ein oder zwei Nebenkegel auf. Die Schmelzfalten der Krone und der Basis sind grob und gering an der Zahl. Die Basis der Krone ist fast horizontal.

Hybodus orthoconus PLIENINGER

v. MEYER und PLIENINGER 1844, Pag. 112, Taf. XII, Fig. 89.

Es handelt sich um konische, spitze Kegel (Taf. V Fig. 6 a-b). Sie zeigen eine ziemlich weit gestellte Faltenstreifung. In wie weit es sich um abgebrochene Hauptkegel von *Hybodus orthoconus* handelt, wagen wir nicht zu entscheiden.

Acrodus minimus AGASSIZ

AGASSIZ 1833-43, Vol. 3, Tab. 22, Fig. 6-12.

Schmale Zähne (Taf. V Fig. 1 f-g) mit einer mittleren Anschwellung und einem deutlich durchlaufendem Längskiel. Die Hauptspitze erhebt sich in der Mitte als stark abgeplatteter Kegel. Auf dem Längskiel stehen einige Höcker, die in der Aufsicht schlecht sichtbar sind, sich im Profil jedoch klarer abheben.

Von der Hauptspitze zieht nach beiden Seiten ein Querkiel. Die Falten der Schmelzoberfläche sind breit und stehen weit auseinander.

Eine stark abgenutzte Krone mit Wurzelplatte ist wahrscheinlich auch zu dieser Art zu stellen (Taf. V Fig. 1 f).

ACTINOPTERYGII

+ Palaeoniscidae

Gyrolepis quenstedti DAMES

DAMES 1888, Taf V, Fig. 2-6, Pag. 22.

Die Schuppen (Taf. V Fig. 2b) sind regelmäßig rhombisch und mit ausgeprägter Diagonalskulptur versehen. Auf den Schuppen sind meist 10 diagonale Schmelzlinien vorhanden. Eine Gabelung der Schmelzlinien stellt sich selten ein.

Die Unterscheidung dieser Schuppen von denen des *Gyrolepis albertii* und *ornatus* ist nicht eindeutig. Die Schuppen ersterer Art sind fast noch einmal so groß und mit zahlreichen Diagonalstreifen versehen. In der Tafel V würde die Schuppe in 2a dieser Beschreibung entsprechen. *Gyrolepis ornatus* zeigt auf seinen Schuppen eine größere Anzahl von Schmelzlinien als *G. quenstedti*. Da aber die Form und die Skulptur der Schuppen je nach den verschiedenen Körperregionen unterschiedlich ist, läßt sich eine sichere Unterscheidung und Zuordnung von Einzelschuppen nicht durchführen.

+ Saurichthyidae

Saurichthys acuminatus AGASSIZ

AGASSIZ 1833-43, Vol. 2, Tab. 55a, Fig. 1-5.

GUERIN 1956, Pag. 32-34, Pl. III, Fig. 1abc.

Wir stellen zu dieser Art, die aus den Rätsschichten bestens bekannt ist und welche sehr unterschiedlich ausgelegt wurde (siehe Synonymliste von G. CORROY 1928 pag. 19), Zähne die leicht verschieden sind was ihre Form und ihre Größe anbelangt und hauptsächlich zu 2 Typen gehören.

Form A : (Tafel V Fig. 3 a-c)

Es sind dies lange, spitze, mit Schmelz überzogene Kegel. Sie gleichen denen als *Saurichthys acuminatus* von GUERIN (1956 pag. 32-34) beschriebenen Mustern.

Die Wurzel ist meistens ganz oder teilweise abgebrochen. Unter den gesammelten Exemplaren befinden sich zwei schöne Zähne, welche 4 und 5 mm hoch sind. Sie sind hellgelb, durchleuchtend, sehr spitz, leicht abgeplattet und zeigen, durch zwei Endkanten begrenzt, eine leicht konvexe, äußere glatte Seite und eine leicht konkave, innere grobgestreifte Seite. Bei einigen Exemplaren sieht man die Zahnhöhle, die fast bis zur äußersten Spitze reicht.

Form B : (Tafel V Fig. 3 d-f)

Stämmige, abgestumpfte Kegel. Wie bei der vorhergehenden Form ist die Spitze glatt oder fast glatt auf einer Seite und grob gestreift auf der andern.

Verschiedene Zähne (Taf. V Fig. 3b) zeigen an der Wurzel eine feinere und dichtere Bestreifung als an dem Kegel. HENRY (1876 pag. 95) benutzt dieses Merkmal um ein *Saurichthys striatulus* mit weniger Streifen auf der Krone als an der Wurzel von *Saurichthys acuminatus* AGASSIZ, bei dem die Streifen sich auf Krone und Wurzel gleichbleiben, zu unterscheiden. Die ursprüngliche Diagnose von AGASSIZ (1833-43 Vol. 2 Pag. 16) berührt diesen Punkt nicht.

Die Zähne mit spitzerem Kegel und jene mit stumpfem Kegel gehören wahrscheinlich derselben Art an, unterscheiden sich jedoch hinsichtlich ihres Alters, ihrer Abnutzung und ihrer Kieferstellung.

Verfügt man bloß über die Spitze des Zahnes mit einem mehr oder minder großen Fragment der Wurzel, — die Aussage über die relativen Proportionen von Spitze zu Wurzel werden dadurch erschwert, — ist es sehr gewagt zwischen zwei sich so nahe stehenden Arten wie *Saurichthys acuminatus* und *S. mougeoti* AG. (1833 - 43 Vol. 2, Pag. 85-86) zu unterscheiden. Das Fehlen einer stärkeren Einschnürung beim Übergang von Krone zur Wurzel bewegte uns unsere Exemplare zu *S. acuminatus*, klassische Art der rätischen Bonebeds, zu stellen.

***Saurichthys apicalis* AGASSIZ**

AGASSIZ 1833-43 Vol II Pag. 85 Pl. IV Fig. 6-11

Ein Zahn (Taf. V Fig. 4) zeigt eine braune dicht gestreifte Wurzel auf dem ein kleiner, glatter, durchscheinender Kegel sitzt. Der glatte Schmelzkegel ist an der Spitze abgerundet und hat geringe Höhe im Verhältnis zur Gesamthöhe des Zahnes.

PLIENINGER (1844 Pag. 120) beschreibt einen ähnlichen Zahn, den er aber wegen der Streifung des Untersatzes zu *Nothosaurus* stellt.

***Saurichthys longiconus* PLIENINGER**

PLIENINGER 1844, Pag. 119, Taf. XII, Fig. 90-91.

Einige Schmelzkegel sind völlig glatt, und verhältnismäßig sehr lang. Eine Form ist jedoch stark abgestumpft. (Taf. V Fig. 5 ab).

+ Semionotidae

***Sphaerodus minimus* AGASSIZ**

AGASSIZ 1833-43, Vol. II, Pag. 15, 216, 224.

Von MEYER und PLIENINGER 1844, Pag. 117, Pl. X, fig. 23.

GUERIN 1956, Pag. 34, Pl. III, Fig. 2-3.

Es sind Pflasterzähne (Tafel VI, Fig. 7 abc) die eine fast kreisrunde Krone tragen. Diese ist glatt, glänzend und leicht gewölbt. Sie soll einer langen, hohlen Wurzel aufsitzen. Die Wurzel ist bei unsern Exemplaren nicht erhalten.

PRIEM (1908 Pag. 12) stellt diese Zähne zu der Art *Sargodon tomicus*. Einige Exemplare (Tafel VI, Fig. 8 a-b) sind von den vorhergehenden leicht verschieden. Sie sind flacher und zeigen auf der Krone kleine Poren, die den Ausgang von Medullarröhrchen bezeichnen. Diese Zähne zeigen eine große Ähnlichkeit mit *Psammodus orbicularis* von Von MEYER und PLIENINGER (1844 Pag. 117 Taf. X Fig. 24), welche auch als Backzähne von *Sargodon tomicus* angesprochen wurden. Diese Bestimmung hat sich nach WOODWARD (1889 Catalogue of the Fossil Fishes in the British Museum, Vol 1 Pag. 108) als falsch erwiesen.

***Sargodon tomicus* PLIENINGER**

QUENSTEDT 1858, Pag. 35, Taf. II, Fig. 34-38.

GUERIN 1956, Pag. 94, Pl. III, Fig. 7.

Als solche wurden meißelförmige, glatte, schmelzüberzogene Kronen bestimmt. (Tafel VI Fig. 9 a-b). Die größte Breite beträgt 3,5 mm.

Außer Zähnen treten Wirbelkörper und schwer bestimmbare Bruchstücke von Verknöcherungen auf. (Tafel VI Fig. 10, 11, 12).

Ing.-Geol. J. BINTZ überließ mir freundlicher Weise einen Zahn, den er im Schutt am Fuß des Aufschlusses Remich-Scheierbiarg gefunden hatte. Der Zahn haftet an einem Konglomeratbruchstück, das der ersten oder zweiten Konglomeratlage zuzuordnen ist.

Es handelt sich um einen geraden, konischen Zahn, dessen Basis abgebrochen ist. Die größte Länge beträgt etwas mehr als 7 cm, die größte Breite ungefähr 3 cm. Der Zahn ist im Verhältnis 1,1 : 1 schwach abgeplattet. Beide Seiten werden durch einen Längskiel getrennt. Ein innerer Hohlraum reicht, sich verjüngend bis dicht zur Spitze. Die Außenseite zeigt eine Riffung (Tafel VI Fig. 14).

QUENSTEDT (1855 Pag. 212, Tab. 16 Fig. 7 - 10) beschreibt aus dem Bonebed bei Tübingen ähnliche Zahnformen. Diese sind aber meistens viel kleiner. Nur das Bruchstück in Fig. 9 wäre mit unserm Exemplar vergleichbar. Der Quotient größte Breite des Zahnquerschnittes zur größten Breite der Pulpahöhle beträgt im abgebildeten Schnitt 3,5. Da der hier beschriebene Zahn an 3 Stellen gebrochen ist, war es möglich, diesen Quotienten dreimal zu bestimmen. An einer Bruchstelle, die mit der QUENSTEDT'schen vergleichbar ist, beträgt der Quotient 3,9. Er nimmt zur Basis des Zahnes hin schnell zu und wächst auf 4,8.

QUENSTEDT stellt seine Funde als *Termatosaurus albertii* PLIENIGER zu den Plesiosaurier, was auch für den Zahn in Fig. 14 zutreffen mag.

Der auf Tafel VI in Fig. 13 abgebildete Zahn stammt aus der zweiten Konglomeratlage in Junglinster. Er besteht aus einem pyramidalen Hauptkegel und einem schwach angedeuteten Nebenkegel, beide sind durch einen Längskiel mit einander verbunden. Der Zahn ist vorne und hinten abgebrochen. Auch die Spitze des Hauptkegels ist beschädigt. Eine weitgestellte Streifung zieht von Haupt- und Nebenspitze zur Wurzelbasis. Auf der inneren Seite kommt es beim Übergang zur Wurzel zu knotenartigen Verdickungen. Die Wurzel selbst ist unvollständig erhalten.

Die genaue Bestimmung des Zahnes steht noch aus.

Einzelne Zahnfunde treten außerdem in Syren in der ersten und zweiten Konglomeratlage auf. Der abschließende Geröllhorizont in Levelingen hat auch Zähne ergeben. Eine Anhäufung, wie sie aus Remich und Junglinster bekannt ist, konnte aber nicht beobachtet werden.

4. Die Fauna der li 1 Schichten (und z. T. des tieferen Unteren Lias).

In den grau-blauen, sandigen Mergel des li 1 wurden Fossilien gesammelt, bei Bridel, Junglinster, Remich, Eichelbour, Bigelbach und Syren. Zwar setzen die Fossilien nicht sofort an der Rät-Liasgrenze ein, sondern je nach der Mächtigkeit des li 1 bis zu einem Meter oberhalb. Wir begnügen uns mit der Aufzählung der erkannten Arten.

AMMONOIDEA

Psiloceratidae HYATT

Psiloceras psilonotum (QUENSTEDT)
SOWERBY 1825 Vol V Tab. 448

Schotheimidae SPATH

Schlotheimia angulata (SCHLOTHEIM)
QUENSTEDT 1885, Tab. 42, Fig. 19.

LAMELLIBRANCHIATA

Cardiniidae ZITTEL

Cardinia listeri (SOWERBY)
SOWERBY 1818, Vol. II, Tab. 154, Fig. 1, 3, 4.

Pectinidae LAMARCK

Pecten textorius SCHLOTHEIM
QUENSTEDT 1885, Pag. 771.

Pernidae ZITTEL

Gervilleia spec.

Ostreidae LAMARCK

Ostrea irregularis QUENSTEDT
QUENSTEDT 1885, Pag. 761.

Limidae d'ORBIGNY

Lima plebeia CHAPUIS & DEWALQUE
CHAPUIS & DEWALQUE 1854, Pag. 197, Tab. XXVIII, Fig. 1.

VI. STRATIGRAPHISCHE DEUTUNG

Das Normalprofil im Raume Remich zeigt an der Wende Trias-Jura folgende Schichten :

- die grauen Mergel der Psilonotenschichten, lil
- die roten Tone und Mergel des oberen Rät
- das vorwiegend sandig ausgebildete, 4 Geröllagen führende, untere Rät
- eine 7 m mächtige Folge von schwarzen Tonen
- die fossilfreien Mergel des km3

1. Der Obere Mittlere Keuper.

Zwischen den Mergel des km3 und den jüngeren Sandsteinen ist eine mächtige Folge von schwarzen Tonen eingeschaltet. Diese sind also älter als die rätische Transgression, von der sie durch eine Konglomeratlage scharf getrennt sind und wären damit lithologisch zum mittleren Keuper zu stellen. Die oberste Formation des mittleren Keupers, der Steinmergelkeuper km3, ist eine fazielle Einheit, die durch die Gesteinsausbildung, nämlich hellgraue und rote Mergel mit Steinmergelbänken, definiert wurde. Es wäre daher unlogisch, die schwarzen Tone als Steinmergelkeuper zu bezeichnen. Sie stellen eine eigene Fazies in einer jüngeren Formation des km dar.

Eine ähnliche Schichtenfolge läßt sich in Syren zwischen dem Steinmergelkeuper und der ersten Kalkbank beobachten. In Ostfrankreich (LAUGIER 1960) tritt diese Schichtenfolge häufig auf. GUERIN (1956) beschreibt sie aus dem Süd-Jura. Dort führen diese Tone *Estheria minuta* und gehörten also zum Mittleren Keuper.

2. Das Untere Rät.

Das Untere Rät bildet in Remich einen geschlossenen sandigen Komplex, der mit einem Konglomerat beginnt. Eine Gliederung durch 4 Geröllagen drängt sich auf. Sie läßt sich auch in den beschriebenen Profilen, wenigstens zum Teile, wieder erkennen, selbst wenn

unterschiedliche Fazieausbildung vorliegt, wie in Syren oder Junglinster zum Beispiel. Wir sehen das Untere Rät als eine einheitliche Zone an, die vorwiegend sandig ausgebildet ist. Der Sandstein kann örtlich und zeitlich durch schwarze Tone vertreten sein. Eine Unterteilung in 4 Glieder durch Konglomerateinschlüsse scheint möglich.

Leider ist das Untere Rät fossilarm. Die ältesten Vertreter und zwar Exemplare von *Estheria minuta* finden sich in Junglinster zwischen der ersten und zweiten Konglomeratlage. In Syren wurden sie unterhalb der ersten Konglomeratlage angetroffen. Diese Exemplare sind für die Varietät *E. minuta* var. *brodiana* zu groß, wurden jedoch wegen der Retikulierung der Gehäuse hierzu gestellt.

Unbestimmbare Steinkerne kommen in Syren etwas höher, gemeinsam mit dem ersten Konglomerat vor. Sie erinnern an tiefer triadische Formen, etwa an *Corbula keuperina*, die aus den roten Gipsmergeln Südwestdeutschlands beschrieben wurde.

In der zweiten Konglomeratlage in Remich und Junglinster, vereinzelt auch aus andern Geröllagen, wurden Vertebratenreste gefunden :

Hybodus minor Ag.
Hybodus apicalis Ag.
Hybodus orthoconus Ag.
Acrodus minimus Ag.
Gyrolepis quenstedti Dames
Saurichthys acuminatus Ag.
Saurichthys apicalis Ag.
Saurichthys longiconus Pl.
Sphaerodus minimus Ag.
Sargodon tomicus Pl.
Termatosaurus Albertii Pl.

Es sind dies Formen, die auch aus älteren Keuperschichten bekannt sind. Sie wurden aus der Trias Lothringen (CORROY 1928), Deutschlands (DAMES 1888) Spitzbergens (STENSIO 1925) beschrieben. Andererseits ist es die typische Vergesellschaftung der rätischen Bonebeds. (HENRY 1876 ; QUENSTEDT 1858, 1885 ; v. MEYER und PLIENIGER 1844).

Die *Avicula contorta* Fauna, die OPPEL (1856-1858) aus Ellingen beschrieben hat, gibt der Schichtenfolge zweifellos rätisches Alter. Wir wissen zwar nicht, ab welcher Schicht diese Fauna in dem Sandstein einsetzt, möchten jedoch annehmen, daß fazielle und faunistische Grenze übereinstimmen.

3. Das Obere Rät.

Die roten Tone und Mergel entsprechen einem gut bekannten Horizont, der das Rät abschließt. In Lothringen wurden sie von LEVALLOIS (1865 p. 439) beschrieben und tragen auch dessen Name : „non fossilifères, de 5 m d'épaisseur, elles séparent constamment le grès infraliasique de la zone du grès d'Hettange dans le département de la Meurthe, de la Moselle, dans le pays de Luxembourg". HENRY (1876 Pag. XXI) verfolgt sie noch weiter, „du Luxembourg à travers la Lorraine, l'Ouest des Voges, la Franche-Comté jusqu'à Lons-le-Saunier, avec interruption aux environs de Besançon". Man findet sie auch in Belgisch Lothringen (JOLY 1907 Pag. 20).

Die Grenze zu den eindeutigen marinen Schichten des *lil* ist scharf und beruht auf einem mehrfachen Farbwechsel von rot nach grau, bis sich die grauen Farben im *lil* endgültig durchsetzen.

VII. GENETISCHE DEUTUNG

1. Die schwarzen Tone.

Wir haben weiter oben angeführt, daß im Süd-Jura (GUERIN 1956) die schwarzen Tone Estherien führen. Dies ist ein Anzeichen für ein Lagunen- bis Frischwassermedium. "The may represent a nearly, if not quite freshwater condition of the waters of the Upper Triassic periods of the localities in which they occur". (T. R. JONES 1862 Pag. 66).

Im Profil Remich konnten keine Estherien gefunden werden. In Syren und Junglinster treten sie in schwarzen Tönen auf. Diese sind zwar stratigraphisch schon ins Rät zu stellen, da sie zwischen Rätsandsteinen auftreten. Ihre fazielle Ausbildung ähnelt jedoch sehr stark der in Remich unterhalb der Rätsandsteine. Wir neigen dazu, die schwarzen Tone in der Rätfolge, sowie unterhalb dieser, als Süßwassersedimente im Sinne JONES anzusprechen.

Gegen Ende des Mittleren Keupers verlandet das flache km³ — Meer, an besonders geeigneten Stellen setzt sich eine Süßwassersedimentation fort, bis die Rättransgression dann neue fazielle Verhältnisse schafft.

2. Die roten Tone und Mergel.

Die Ablagerungsbedingungen der roten Tone und Mergel sind nicht völlig geklärt. Während LUCIUS (1952 p. 194) sie als kontinental annimmt, berichtet GUERIN (1956 p. 43-44) von neueren Untersuchungen, nach denen das Linienspektrum der roten Mergel den typischsten marinen Schlämmen entspricht, und daß die chemische Untersuchung keine Merkmale der lagunären Sedimente zeigt.

MAUBEUGE (1962 p. 82) tritt für ein lagunäres Medium mit marinen Einflüssen ein. Er konnte in Bohrkernen, die einwandfrei den Marnes de Levallois entsprechen, Muschelabdrücke (*Myophoria* spec.) nachweisen.

Im Profil Junglinster haben wir in diesen Schichten gut zugerundete Gerölle gefunden, desweiteren möchten wir die feine Bänderung von roten und grauen Schichten hervorheben, die für die Marnes de Levallois im Luxemburgischen charakteristisch ist.

ZUSAMMENFASSUNG.

1. Palaeontologie.

Es war leider nicht möglich, eine gut erhaltene Molluskenfauna aus den Rätsandsteinen zu bergen. Die formenreiche Ausbeute die OPPEL von Ellingen beschrieb, ist deshalb überraschend; sie ist aber für die Einstufung dieser Sande von hervorragender Bedeutung, da sie *Avicula contorta* führt, die sonst noch nirgends im Luxemburger Raume gefunden werden konnte.

Neu für dieses Gebiet sind die Funde von *Estheria minuta* und von rätischen Vertebratenresten.

Estheria minuta: Die Bestimmung ist nicht eindeutig. Wegen der Retikulierung der Schälchen und trotz ihrer Größe, glauben wir die Exemplare zu *E. minuta* var. *brodiana* stellen zu dürfen.

In den Profilen Junglinster und Remich treten Vertebratenreste in der zweiten Konglomeratlage häufig auf. Sie sind auch aus andern Profilen und aus andern Konglomeratlagen bekannt. Wir haben zwar keine Anhäufungen, wie sie aus den typischen Rät Bonebeds beschrieben wurden, dürfen aber den Ausdruck „rudimentäre“ Bonebeds übernehmen, der in Burgund und im Jura (GUERIN 1956 Pag. 48) für ähnliche Funde gebraucht wird.

Obschon wir uns wenig mit den Schichten des unteren Lias befaßten, haben wir das Vorkommen von *Psiloceras pylonotum* Qu. und *Schlotheimia angulata* Schl. hervorgehoben.

2. Stratigraphie.

An der Wende Trias-Jura schlagen wir für das untersuchte Gebiet folgende Gliederung vor :

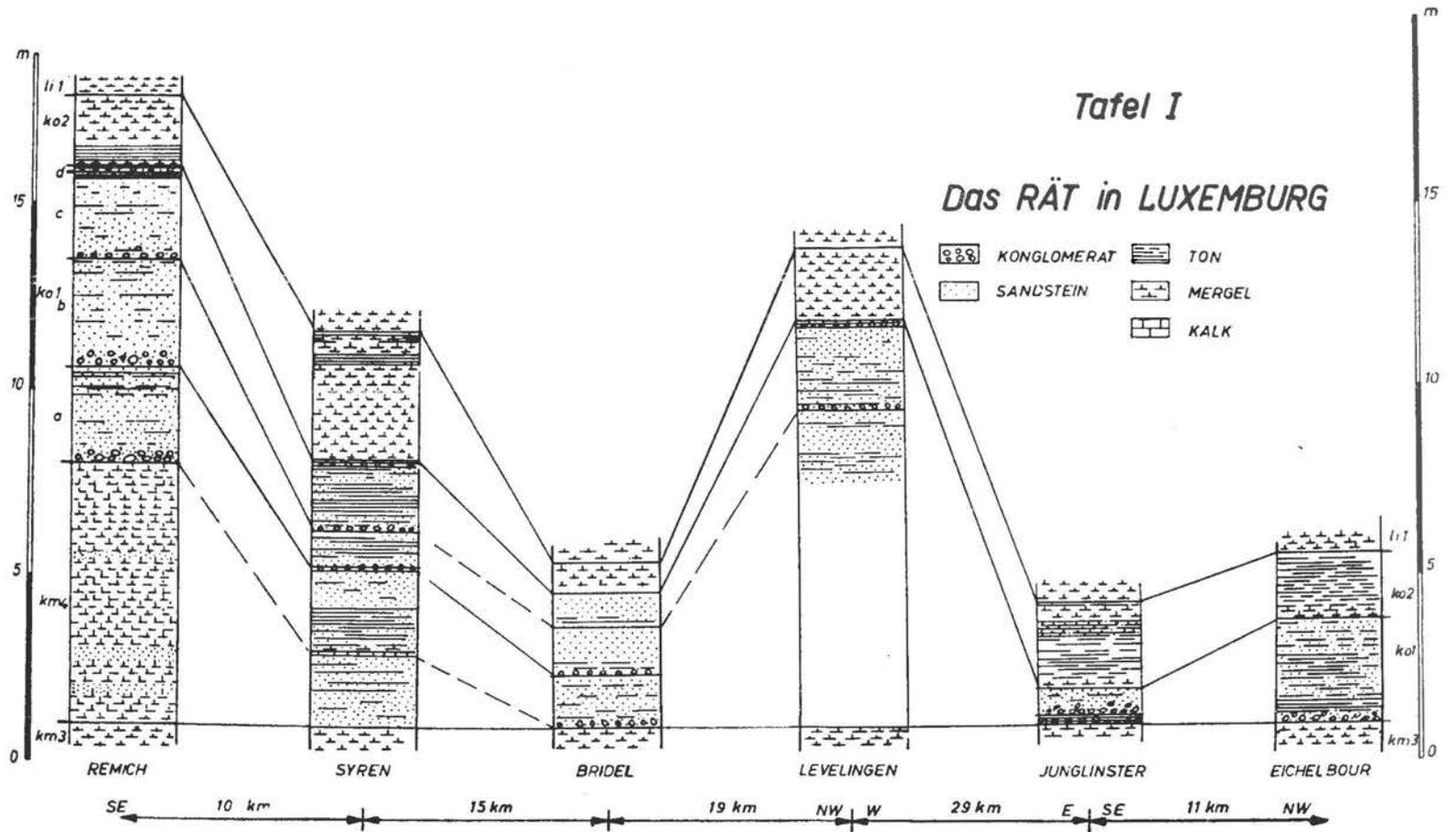
li1 *Psilonotenschichten*
ko sup. *die rote Tone von Levallois*
ko inf *das untere Rät*
km4 *die schwarzen Tone*
km3 *der Steinmergelkeuper*

LITERATURHINWEIS

- AGASSIZ L. 1833-43 Recherches sur les Poissons fossiles. Vol. I-V. Neuchâtel.
- ALBERTI F. von 1864 Überblick über die Trias. Cotta Stuttgart.
- ANTUN P. 1960 Sur la lithologie des conglomérats rhétiens du Luxembourg et les caractères de leurs galets siliceux pseudoolithiques. Inst. Gr. D. de Luxembourg: Archives, Nelle. Série Tome XXVII, p. 25-55.
- BERG L. S. 1958 Systematik der rezenten und fossilen Fischartigen und Fische.
- CAILLEUX A. 1952 Morphoskopische Analyse der Geschiebe. Geol. Rdschau, 40. Bd.
- CHAPIUS et DEWALQUE 1854 Description des fossiles des terrains sec. de la prov. de Luxbg. Mém. cour. par l'Ac. r. de Belg. tome 25 Bruxelles.
- CORROY G. 1928 Les Vertébrés du Trias de Lorraine et le Trias lorrain. Ann. Pal. Paris.
- DAMES W. 1888 Die Ganoiden des deutschen Muschelkalks. Pal. Abh. Berlin. Bd. IV Heft 2.
- DEWALQUE G. 1855 Note sur les divers étages de la partie inférieure du Lias dans le Luxembourg et les contrées voisines. Bull. soc. géol. de France 2e série t. 11 p. 234.
- GUERIN S. 1956 Contribution à l'étude géol. et pal. du Trias sup. et du Lias inf. de la région St. Rambert-en-Bugey. Sc. de la Terre, Nancy. t. V. no. 1, 1957.
- GOLDFUSS A. 1862-63 Petrefacta Germaniae. Erster und zweiter Teil. List & Francke, Leipzig.
- HENRY J. 1876 Étude stratigraphique et pal. de l'Infralias de Fr. Comté. Dodivers, Besançon.
- JOLY H. 1907 Les fossiles du Jurassique de la Belgique. Infralias. Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. Bruxelles, T. V.
- JONES T. R. 1862 A monograph of the fossil Estheria. Pal. Soc. London.
- LAUGIER R. 1960 Observations sur le contact du Rhétien et du Keuper dans le Quart N. E. du Bassin Parisien — Colloque sur le Lias français. Chambéry.
- LEVALLOIS J. 1863/64 Les couches de Jonction du Trias et du Lias dans la Lorraine et dans la Souabe. Bull. Soc. géol. Fr. Paris. 2e sér. t. XXI p. 284.
- LOMBARD A. 1956 Géologie sédimentaire: Les séries marines. Masson, Paris.
- LUCIUS M. 1948 Das Gutland. Bd. V. Veröffentlichungen des Lux. Geol. Dienstes.
- LUCIUS M. 1952 Übersicht über die Geologie Luxemburgs. Zeitschrift d. D. Geol. Gesellschaft Bd. 103, Hannover.

- | | | |
|--|---------|--|
| MAUBEUGE P. L. | 1960 | Données stratigraphiques nouvelles sur le Rhétien dans le Bassin de Paris. Ac. r. de Belgique, Classe des Sciences, 5e Série, T. XLVI p. 79-88. |
| MEYER H. von
und PLIENINGER Th.
MORIS A. | 1844 | Beiträge zur Palaeontologie Württembergs. E. Schweizerbart Imp. Stuttgart.

Die Triasformation im Großherzogtum Luxembg. Programmabhandlung des Athenäums in Luxemburg. Luxemburg. |
| MOUTERDE R. | 1953 | Études sur le Lias et le Bajocien des Bord. Nord. et Nord-Est du Massif Central Français. Bull. Serv. Cartes geol. Fr. Paris. |
| OPPEL A. | 1856-58 | Die Juraformation. Verlag Ebner & Saubert, Stuttgart. |
| PRIEM F. | 1908 | Études des poissons fossiles du Bassin Parisien. Ann. Pal. Paris |
| QUENSTEDT F. A. | 1858 | Der Jura. H. Laupp. Tübingen. |
| QUENSTEDT F. A. | 1885 | Handbuch der Petrefactenkunde, nebst Atlas. H. Laupp, Tübingen. |
| RUEGER L. | 1924 | Versuch einer Paläogeographie der süddeutschen Länder an der Trias-Jura Wende. Verhandl. Naturhist.- Medezin. Ver. zu Heidelberg. N. F. Bd. 15 Heft 2. Heidelberg. |
| SCHMIDT M. | 1928 | Die Lebewelt unserer Trias. Hohenlohesche Buchhandlung F. Rau. |
| SOWERBY J. | 1812-44 | The Mineral Conchology of Great Britain. Vol. I - VII. London. |
| STENSIO, Son E. A. | 1925 | Triassic Fishes from Spitzbergen. Almqvist & Wiksells Boktryckerö, Stockholm. |
| TRICART J. | 1952 | Étude morphométrique. Geol. Bav. Nr. 14. |
| WIES N. | 1877 | Wegweiser zur geologischen Karte des Großherzogtums Luxemburg. Luxemburg. |

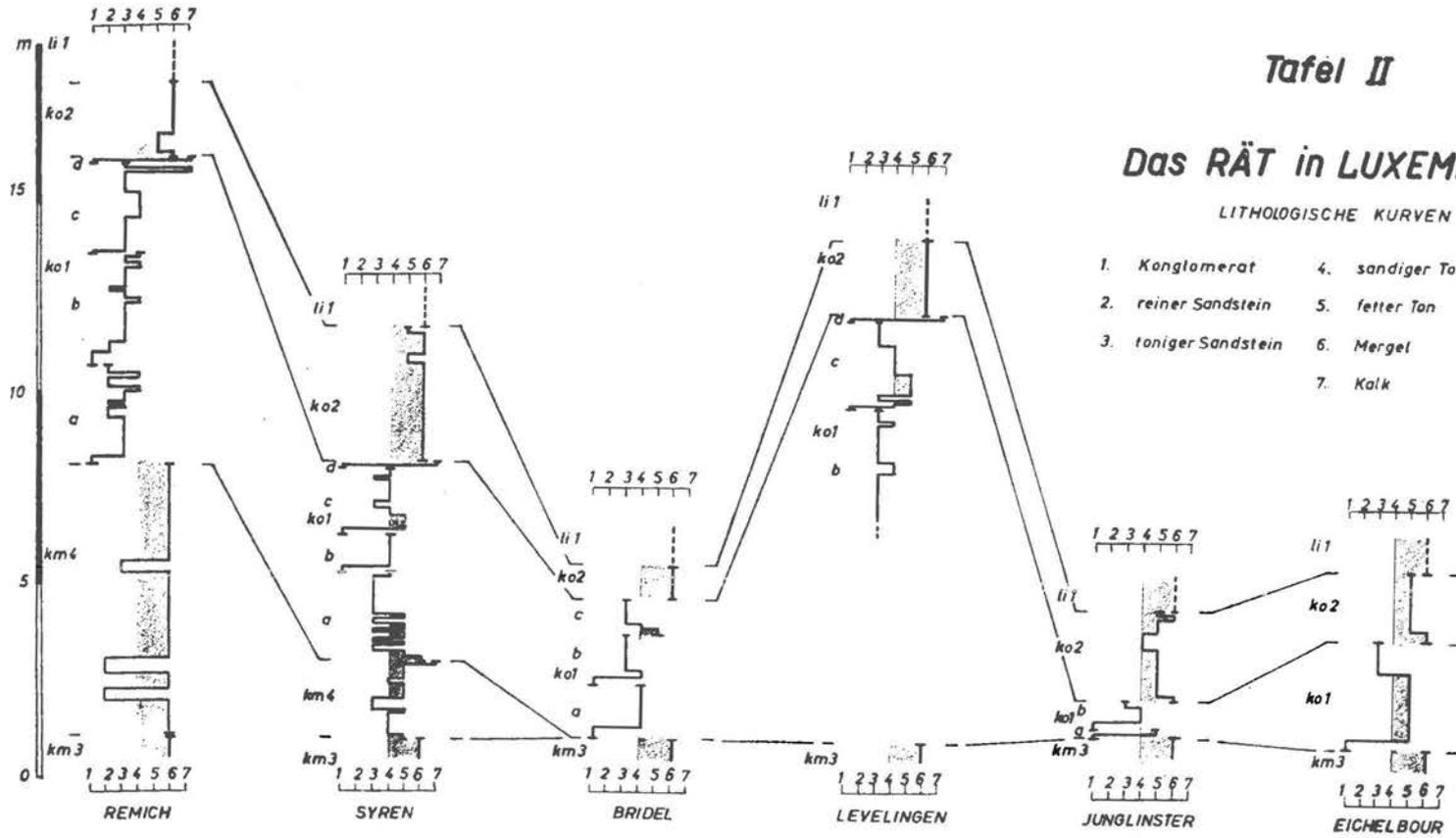


Tafel II

Das RÄT in LUXEMBURG

LITHOLOGISCHE KURVEN

- | | |
|----------------------|-----------------|
| 1. Konglomerat | 4. sandiger Ton |
| 2. reiner Sandstein | 5. fetter Ton |
| 3. toniger Sandstein | 6. Mergel |
| | 7. Kalk |



Korngrößenverteilung
Fractionen in g

Probe Nr.	Gewicht	> 50	50—30	30—20	20—15	15—10	10—7	7—5	5—3	3—1	1—0,5	0,5—0,2	0,2—0,09	< 0,09 mm
1	5.000 g	0	146	106,5	54,5	132,5	192,5	388,5	631,5	1384,5	497,5	1094,5	202	169,5 g
2	5.000 g	0	55	105	170	360	435	830		435	196	1570	630	214 g
3	1.340 g	0	45	165	105	90	59,5	42,5	56	57,5	43,3	418	136,1	122,1 g

Morphometrie

Probe Nr.	Vermessene Körner	Maximas in mm	Abplattungsindex			Dissymmetrieindex			Zurundungsindex			
			Medianwert	Maxima	< 2 %	> 3 %	Medianwert	Maxima	> 60 %	Medianwert	Maxima	> 50 %
3	50	15,3—59,0	1,8	1,1—3,6	83	2	6,4	5,1—8,6	40	4,8	2,2—8,2	46
2	95	20,9—49,2	1,7	1,2—3,9	81	3	6,1	5,0—8,9	31	3,4	1,6—5,3	2
2 B	50	4,5—11,5					5,6	5,0—7,4	32	3,6	1,2—9,5	18
2 C	50	3,5— 8,0					5,9	5,0—7,1	46	4,2	1,4—8,5	34
2 D	50	4,5—14,5					6,0	5,0—7,6	50	3,3	1,5—5,2	8
1	100	22,5—60,0	1,6	1,0—3,9	87	3	5,8	5,0—8,2	38	4,2	1,7—8,5	22
1 B	50	4,5—10,5					5,9	5,0—7,5	38	3,6	1,1—6,3	22
1 C	50	4,5— 8,5					5,7	5,0—7,3	32	4,8	1,4—8,0	40
1 D	40	4,5—11,0					5,9	5,0—9,0	47,5	3,4	1,3—8,3	17,5

Probe Nr. 3 = dritte Konglomeratlage
 Probe Nr. 2 = zweite Konglomeratlage
 Probe Nr. 1 = unterste Konglomeratlage

B = Schwarzer Quarzit
 C = Weißer Quarz
 D = Arkosesandstein

Tafel III
 zum Profil Remich.
 Morphometrische Untersuchung der Konglomerate.

Korngrößenverteilung
Fractionen in g

Probe Nr.	> 20	20—15	15—10	10—5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,06 mm
5	232,0	229,8	478,0	627,0	453,9	111,0	57,0	139,7	134,2	40,0 g
4	8,2	0,0	80,1	438,8	336,2	57,1	36,1	32,9	19,6	7,1 g

Morphometrie

Probe Nr.	Vermessene Körner	Maximas in mm	Abplattungsindex			Dissymmetrieindex			Zurundungsindex			
			Medianwert	Maxima	< 2 %	> 3 %	Medianwert	Maxima	> 60 %	Medianwert	Maxima	> 50 %
5	100	11,1—38,5	1,64	1,1—2,9	82	—						
5 B	50	7,1—15,1					5,68	5,0—7,7	32	3,66	1,6—5,9	20
5 C	20	10,9—27,8					5,67	5,0—7,7	30	5,08	2,2—8,2	52
4	30	11,5—24,9	1,84	1,3—3,0	77	4						
4 B	50	6,2—16,4					6,06	5,2—7,6	46	3,48	1,2—6,7	12
4 C	20	5,9—10,5					5,83	5,1—7,7	50	4,66	2,7—8,9	25

Probe Nr. 5 = Zweite Konglomeratlage

Probe Nr. 4 = Unterste Konglomeratlage

B = Schwarzer Quarzit

C = Weißer Quarz

Tafel IV
zum Profil Junglinster.
Morphometrische Untersuchung der Konglomerate.

Untersuchungen über das Rät

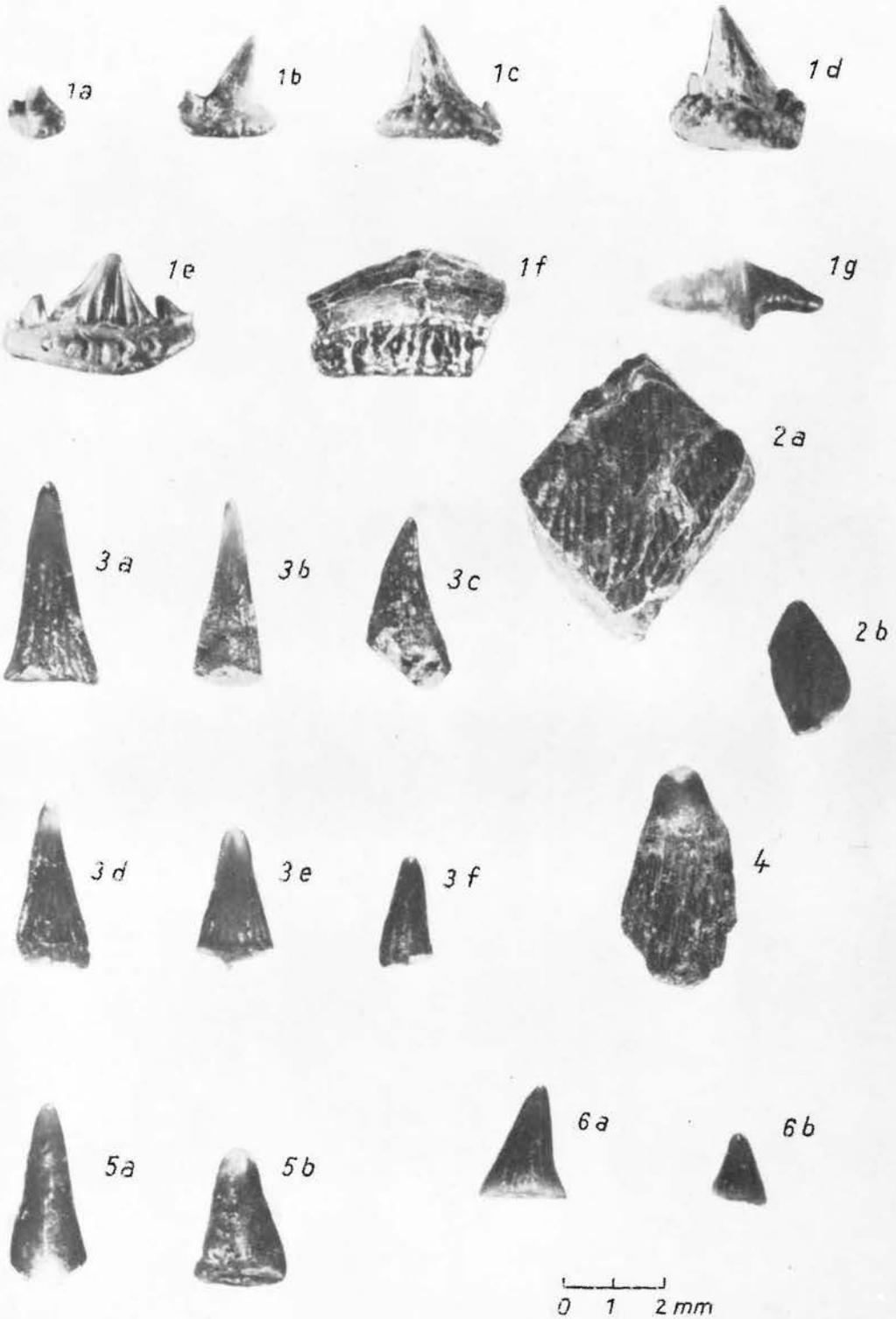
Erläuterungen zur Tafel V

- 1 a-d : *Hybodus minor*.
- 1 e : *Hypodus apicalis*.
- 1 f-g : *Acrodus minimus*.
- 2 a-b : *Cyrolepis spec.* Schuppen.
- 3 : *Saurichthys acuminatus*.
 - a-c : Formen mit spitzem Kegel.
 - d-f : Formen mit abgestumpften Kegel.
- 4 : *Saurichthys apicalis*.
- 5 a-b : *Saurichthys longiconus*.
- 6 a-b : *Hybodus orthoconus*.

Erläuterungen zur Tafel VI

- 7 a-c : *Sphaerodus minimus*.
- 8 a-b : *Sphaerodus* ?
- 9 a-b : *Sargodon tomicus*.
- 10-11 : Verschiedene Bruchstücke von Verknöcherungen.
- 12 : Wirbelkörper.
- 13 : Unbestimmter Zahn aus der zweiten Konglomeratlage aus Junglinster.
- 14 : *Termatosaurus albertii*.

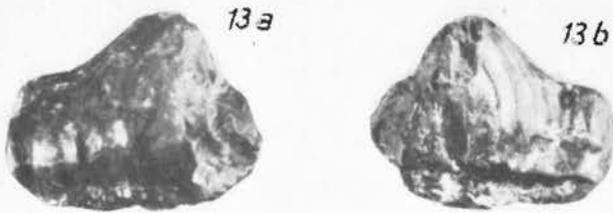
Tafel V



Tafel VI



0 1 2 mm



0 1 2 mm



0 1 2 cm

Die Nord-Süd-Zone der Eifel
und ihre nördliche Fortsetzung

von H. MURAWSKI

Die Nord-Süd-Zone der Eifel und ihre nördliche Fortsetzung

von H. MURAWSKI ¹⁾

mit 1 Tafel und 6 Abbildungen im Text

ZUSAMMENFASSUNG

Die Eifeler Nord-Süd-Zone (Eifeler Quersenke) und ihre nördliche Fortsetzung wird bezüglich ihrer Einflußnahme auf die Paläogeographie dieses Raumes betrachtet und mit der Hessischen Senke verglichen. Dabei zeigt sich der überregionale Charakter dieser Zone. Sie ist jedoch dimensionell der Hessischen Senke unterlegen, was sich auch im tektonischen Bild und im Verhältnis Tektonik : Vulkanismus deutlich erkennen läßt.

Beide tektonischen Zonen — über erdnaht-ähnlichen Bruchfugen der tieferen Stockwerke angelegt — gehören engstens zusammen und bilden im pal- und mesoeuropäischen Raum die, in mehr oder weniger subparallele Bruchzonen auffasernde, südliche Fortsetzung der Westgrenze Fennosarmatiens im skandinavischen Raum. Die Hessische Senke setzt sich nach Süden in die Bruchsysteme des Oberrheingrabens, und die Eifeler Nord-Süd-Zone über die „Lothringer Furche“ in das Rhône-Saône-Grabensystem fort. Dabei liegt allerdings die tektonische Hauptprägung in den Bruchfasern nördlich der Mitteldeutschen Schwelle im Mesozoikum (mit paläozoischen Vorläufern), südlich der Schwelle dagegen vor allem im Tertiär (mit z. T. kräftiger quartärer Nachfolgetektonik).

Beide Zonen besitzen im geologischen Bild zwei Funktionen. Sie sind tektonische Trennfugen für die östlich und westlich von ihnen liegenden Scholleneinheiten, andererseits aber Verbindungsstraßen für südlich und nördlich von ihnen befindliche Sedimentationsräume.

„Der Werdegang dieser geologischen Einheit (Oesling und Gutland Luxemburgs, Zus. d. Verf.) spielt sich im Raum der Nord-Süd verlaufenden *Eifeler Quersenke* ab. Die Eifelsenke bezeichnet eine tektonische Leitlinie, welche das westliche Europa in meridionaler Richtung durchzieht. Sie bildet mit ihrer Fortsetzung, der Lothringer Quersenke, eine wichtige Transversalgrenze, welche Siegerländer Block, Hunsrück, Saargebiet und Vogesen von dem gallo-ardennischen Festland trennt. In ihren Uranlagen, die bis zur kaledonischen Faltung zu verfolgen sind, beruht diese wichtige Senkungszone auf Bewegungsvorgängen, welche wir als *Achsenschwankungen* (ondulations axiales) bezeichnen können und durch welche Räume geschaffen werden, die als Wege für die Transgressionen gleichsam vorbestimmt sind. — In der Eifel-Quersenke sinkt bereits das kaledonisch versteifte Massiv der Campine zu größerer Tiefe, erreicht das Unterdevon die größte Mächtigkeit in den Ardennen; dort hat das Mitteldevon der Eifel seine eigentümliche Verbreitung. Die Meere von Trias, Jura und Kreide benutzen die Senke als Transgressionsstraße. Auch die tertiären Braunkohlenbildungen drangen auf diesem alten Weg bis in die vulkanische Eifel vor (Braunkohlenrelikt von Eckfeld).“ (M. LUCIUS, 1952).

¹⁾ Anchr. d. Verf. : Prof. Dr. H. MURAWSKI, Köln/Rhein, Zulpicherstr. 49 (Geologisches Institut der Universität).

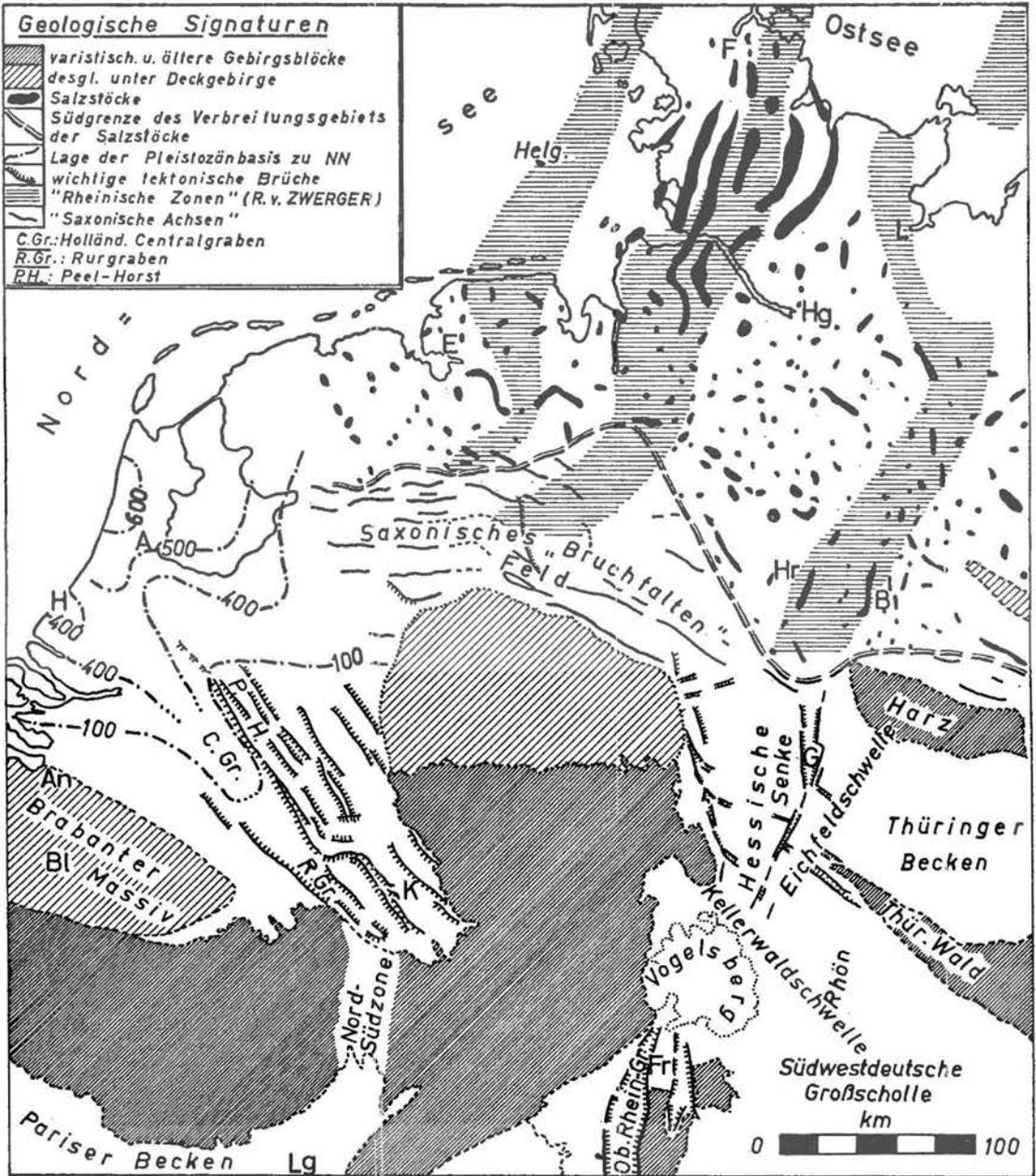


Abb. 1. Strukturelle Übersichtskarte. — A = Amsterdam, An = Antwerpen, B = Braunschweig, Bl = Brüssel, E = Emden, F = Flensburg, Fr = Frankfurt/Main, G = Göttingen, H = Den Haag, Hg = Hamburg, Hr = Hannover, K = Köln, L = Lübeck, Lg = Luxemburg.

Dieses, den folgenden Ausführungen vorangestellte, Zitat aus einer Arbeit von M. LUCIUS umreißt in klarer Weise die Bedeutung der Eifeler Nord-Süd-Zone (= „Eifeler Quersenke“ M. LUCIUS) als eines alt angelegten tektonischen Phänomens (M. LUCIUS, 1950), dessen Ausstrahlungen sich im paläogeographischen Bild in besonderer Weise abspiegeln. Sie stellt, besonders unter Mitbetrachtung ihrer Fortsetzung nach Norden und Süden, eine einschneidende tektonische Trennfuge dar, ist aber auch im paläogeographischen Sinne — vor allem im Mesozoikum — eine Verbindungsstraße zwischen dem Pariser Becken und dem Niederländisch-Norddeutschen Sedimentationsraum, wenn auch vielleicht nicht immer in dem konsequenten Sinne, wie es von M. LUCIUS angenommen worden ist (Abb. 1). Damit erinnert sie in auffallender Weise an die Funktion der, zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Harz-Thüringer Wald ebenfalls in Nord-Süd-Richtung verlaufenden, Hessischen Senke. Auch sie läßt sich bereits im Sedimentationsbild der Varistischen Geosynklinale erkennen und hält ihren Senkencharakter bis in die jüngste geologische Zeit aufrecht (H. MURAWSKI, 1960). So erfüllt sie — namentlich im Mesozoikum — ihre Aufgabe als Verbindungsstraße zwischen Nord- und Süddeutschem Sedimentationsraum. Andererseits ist ihre Funktion als große tektonische Trennzone unverkennbar. Sie ist dabei kein „zufälliges“ örtliches Phänomen, sondern ein Teilstück einer größeren Bruchzone, der „Mittelmeer-Mjösenzone“ (H. STILLE, 1923/25). Nur die Zugehörigkeit zu diesem großen meridionalen Bruchsystem erklärt den Verlauf dieser Struktur, die zwar quer zur mitteldeutschen Gebirgsschwelle angelegt ist, jedoch nicht als Querbruchsystem (im strengeren Sinne) zu den Falten des Varistischen Gebirges aufgefaßt werden kann. Damit, und mit ihrer frühen Anlage — nachweislich schon in der varistischen Geosynklinale — zeigt sie ihre überregionale Bedeutung und ihre ursächliche Unabhängigkeit von der Varistischen Faltung an. Ihre postvaristische Tätigkeit zeigt darüber hinaus, daß es der Varistischen Faltung nicht gelungen ist, diese Schwächezone so zu überprägen, daß eine vollkommene Versteifung erreicht wurde. Es steht damit ohne Zweifel fest, daß diese Bruchzone auf Bahnen aufsitzt, die über das varistisch gefaltete Stockwerk hinaus in größere Tiefen reichen. Auf Grund geophysikalischer Untersuchungen und der petrographischen Untersuchungsergebnisse an Einschlüssen in tertiären Vulkaniten kann angenommen werden, daß die Aufstiegswege dieser Schmelzen, und damit also auch die Bruchtektonik der Hessischen Senke, wohl mehr als 20 km tief hinabreichen (H. MURAWSKI, 1960). Damit erfüllt diese Bruchzone jene Voraussetzung, die sie als Erdnaht (im Sinne von H. CLOOS) oder Lineament (im Sinne von R.A. SONDER), und damit als Begrenzungsfuge großer Grundschollen (im Sinne von H. CLOOS) ausweist. Jede Bewegung der Grundschollen macht sich vor allem an den Nahtstellen solcher Schollen, den Erdnähten, bemerkbar. Daher ist ein völliges Verheilen solcher Schwächezonen durch Faltungs- oder Metamorphosevorgänge nur bis zu einem gewissen Grade möglich. Die starke Anhäufung von Sedimentmaterial, etwa in den Geosynkinalen, oder die oben erwähnten Faltungs- und Metamorphosevorgänge vermögen nur die nach oben projizierten Bewegungsimpulse zu modifizieren, nicht jedoch deren Auswirkungen völlig zu verhindern. — Wenn auch in der Dimensionierung und auch im allgemeinen tektonischen Erscheinungsbild die Hessische Senke der Eifeler Nord-Süd-Zone nicht vergleichbar ist, so zeigen beide Zonen andererseits doch so viele Gemeinsamkeiten, daß sich der Vergleich zwischen diesen beiden Strukturen immer wieder aufdrängt.

Am deutlichsten zeichnen sich die Gemeinsamkeiten im *paläogeographischen Bild* ab. Unsere Tafel 1 zeigt dies an einigen Beispielen, die beliebig vermehrt werden könnten.

Die Küstenlinie des Zechsteins betont nicht nur die Hessische Senke in auffallender Weise, sondern sie springt auch deutlich im Bereich der nördlichen Fortsetzung der Eifeler Nord-Süd-Zone nach Süden zurück. Das gleiche gilt für die Küstenlinie des Mitteloligozäns. Andererseits zeigt aber auch der Verlauf dieser Küstenlinien den graduellen Unterschied beider Zonen an. Das Meer des Zechstein 1 drang in der Hessischen Senke bis weit auf die „Mitteldeutsche Schwelle“ nach Süden vor, im Mitteloligozän wurde diese Schwellenzone sogar vom Meer in einer schmalen Meeresstraße überwunden. In die eigentliche Eifeler Nord-Süd-Zone sind diese Meere jedoch nicht eingedrungen. Weiterhin ist die Mächtigkeit der mesozoischen Sedimente in der Nord-Süd-Zone und der Hessischen Senke in keiner Weise vergleichbar. Die Bedeutung der Eifeler Nord-Süd-Zone wächst jedoch über ihren Charakter als örtliche Verbindungsstraße weit hinaus, und ihr überörtlicher Charakter wird umso deutlicher, je mehr man sich auch der Betrachtung ihrer Fortsetzung nach Norden und Süden widmet.

Aufgabe dieser Studie ist es vor allem, die Fortsetzung der Eifeler Nord-Süd-Zone nach Norden zu verfolgen, um einerseits den überörtlichen Charakter dieser Zone aufzuzeigen, andererseits aber auch einen Vergleich zur Hessischen Senke zu ermöglichen. Die unmittelbare Beobachtung ist hier jedoch deshalb besonders erschwert, weil die Senke nach Norden unter mächtige junge Serien untertaucht, und die kräftige SE-NW-Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht das Bild stark überprägt hat. Es muß also versucht werden, die Wirkung der genannten jüngeren Bruchtektonik von derjenigen der Nord-Süd-Zone zu trennen, und andererseits den paläogeographisch-stratigraphischen Beobachtungsraster möglichst eng zu halten. Beide Beobachtungsreihen lassen sich durch die Ergebnisse zahlreicher Bohrungen und künstlicher Aufschlüsse aller Art mit einem befriedigendem Maß von Genauigkeit durchführen, liegen doch durch die Aufschlußtätigkeit der Braunkohlenindustrie in der Niederrheinischen Bucht, durch Untersuchungen des Salzbergbaues am Niederrhein und die Bohrtätigkeit der Erdölindustrie zahlreiche gute Ergebnisse vor. Aus diesen Ergebnissen sollen im folgenden nur wenige charakteristische Beispiele ausgewählt werden.

Für unsere Betrachtungen bietet sich hier zunächst einmal der *Zechstein* an, der auf Grund seiner außerordentlich starken faziellen Aufteilung besonders empfindlich auf eine Gliederung des Sedimentationsraumes in Spezialbecken und -schwelle reagiert. Es wurden daher in die Karte (Taf. 1) die Beckengrenzungen der Salinarphasen des Zechstein 1 und 2 nach den Arbeiten von G. RICHTER-BERNBURG (1955), R. TEICHMÜLLER (1957) und A.J. PANNEKOEK (1956) eingetragen. Die Gestalt dieser Becken ist im Niederrheinbereich durch eine SSW-NNE verlaufende Hauptachse bedingt, die als deutliche nördliche Fortsetzung der Eifeler Nord-Süd-Zone betrachtet werden muß. Allerdings existiert mindestens im Südteil des Beckens noch eine zweite, SE-NW verlaufende, Achse. Das kommt bereits in der Gestalt der beiden Steinsalztröge (z1Na, z2Na), vor allem aber auch in der nordwestlichen Ausbiegung des Kalibeckens westlich von Wesel zur Geltung. Dieses niederrheinische Senkungsfeld wird also tektonisch — ebenso wie die Niederrheinische Bucht selber — von der Kreuzung zweier tektonischer Elemente geprägt, der überregionalen Nord-Süd- und einer weiteren, SE-NW verlaufenden Richtung. Die letztere Richtung ist nicht nur von den jungen Brüchen der Niederrheinischen Bucht bekannt, sondern ist auch im Varistischen Gebirge selbst verfolgbar. Auch sie stellt offenbar kein

zufälliges bzw. faltengebundenes Element dar, sondern hat Beziehungen zu tieferen Strukturen. Solche tieferen Strukturen — Lineamente/Frakturen — sind aus dem Rheinischen Schiefergebirge schon längere Zeit bekannt und wurden in neuerer Zeit vor allem von A. PILGER verfolgt und gedeutet (vgl. A. PILGER, 1955, 1957, 1959). Die von A. PILGER aufgezeigten Frakturen sind in Taf. 1 eingetragen worden. Lediglich die östlich des Remscheider Sattels („RS“ der Karte) nach Südosten auf den Westerwald („W“ der Karte) zulaufende Struktur ist der PILGER'schen Darstellung hinzugefügt worden. Sie wurde von U. JUX (1960) als „Wiehler Fraktur“ bezeichnet. Allerdings hat U. JUX diese Struktur auf seiner Karte im Bereich des Siegener Hauptsattels stärker nach Süden abgebogen. Da jedoch die berechnete Annahme besteht, daß sowohl der Vulkanismus des Westerwaldes, als auch die (nach K. KUBELLA, 1951 eingetragenen) jungen SE-NW-Bruchsysteme des Taunus mit dieser Lineamentstruktur in Zusammenhang stehen, folgte unsere Darstellung dieser Auffassung.

Trotz des Einflusses der SE-NW-Richtung auf die Gestalt der Salinarbecken des Niederrheins ist leicht zu erkennen, daß die Nord-Süd-Achse wesentlich stärker ausgebildet ist, und zwar je weiter man sich von der Niederrheinischen Bucht nach Norden entfernt.

Vergleicht man die zeitlich analoge Entwicklung im Bereich der Hessischen Senke, so ist zu erkennen, daß die „hochsalinaren“ Becken des Zechstein 1 (z1Na und z1K) mehr oder weniger außerhalb der eigentlichen Hessischen Senke liegen. Dabei wird allerdings von G. RICHTER-BERNBURG (1955) eine zu damaliger Zeit zwischen Westharz und dem heutigen Stadtoldendorf nach Süden ziehende tiefere „Leinesenke“ nicht für völlig unmöglich erachtet. Die „hochsalinaren“ Becken sind jedoch östlich an die Ostbegrenzung dieser Senke, an die Eichsfeldschwelle, angelehnt. Erst die Beckengrenze des „Steinsalzbeckens“ des Zechstein 2 schwingt deutlich in den Nordteil der Hessischen Senke ein. Dieses Becken wird nach Osten durch die Eichsfeldschwelle gegen das Thüringer Zechsteinbecken abgegrenzt. Würde man zum Vergleich noch die Grenze des „Steinsalzbeckens“ des Zechstein 3 heranziehen, so ließe sich bei Bentheim/Emsland ein Einschwingen in die „Niederrhein-Ems-Rinne“ erkennen. In der Hessischen Senke zieht diese Grenze östlich von Detmold und nördlich von Kassel in SE-Richtung zum Thüringer Becken. Zieht man jedoch eine Linie, nördlich derer das Zechstein 3-Steinsalz mächtiger als 100 m ist, so schwingt diese nur in den nördlichsten Teil der Hessischen Senke — etwa bis Holzminden/Weser — ein. Sie erreicht jedoch die Niederrhein-Ems-Rinne an keiner Stelle.

Durch die sehr umfangreichen Arbeiten zur Stratigraphie und Paläogeographie des *Buntsandsteins*, die von vielen Seiten aus durchgeführt worden sind, hat sich auch hier ein reiches Beobachtungsmaterial ergeben, das für unsere Frage von Bedeutung ist. In der Kartendarstellung der Taf. 1 wurden mit zwei großen Pfeilen die Schüttungsrichtungen der Sedimente der „Detfurth-Folge“ des Mittleren Buntsandsteins nach H. BOIGK (1961) eingetragen. Hier zeigt sich der Charakter der beiden Nord-Süd-Zonen der Eifel und Hessens als Transportrinnen besonders deutlich. R. BRINKMANN (1933), K.H. SINDOWSKI (1957), J. WOLBURG (1961), H.G. WUNDERLICH (1957) und andere hatten sich schon früher mit dem Problem des Sedimenttransportes im Buntsandstein für den hier interessierenden Raum befaßt. In allen diesen Arbeiten spielen die beiden Nord-Süd-Zonen eine große Rolle, wobei die Hessische Senke besonders dominiert. Allerdings müssen bezüglich der Eifeler Nord-Süd-Zone an dieser Stelle einige zusätzliche Bemerkungen eingeschaltet werden. Es ist sicher, daß ehemals in der gesamten Eifeler

Querzone Buntsandstein vorhanden gewesen ist, — er ist es noch jetzt in starkem Maße. Jedoch haben unsere, von Köln aus durchgeführten, Kartierungsarbeiten im Raum von Gerolstein-Mürtenbach-Kyllburg bereits jetzt einige Ergebnisse gezeitigt, die zur Modifizierung der Modellvorstellung einer Sediment-Transportrinne mit vorwiegendem Süd-Nord-Transport der Sedimente führen muß. Es zeigte sich hier nämlich das Vorhandensein eines Prä-Buntsandsteinreliefs, das verschiedentlich SW-NE verlaufende Rinnen aufweist. Im Raum von St. Thomas, nördlich von Kyllburg, ist die Basis des Buntsandsteins im Kylltal sehr gut aufgeschlossen. Die Auflagerungsfläche ist unregelmäßig, und die basalen Teile des Buntsandsteins sind durch Konglomerate mit z. T. schlecht gerundeten Geröllen in dichter Packung gekennzeichnet. Sie enthalten in erheblichem Umfang relativ ortsnahes Devonmaterial. Man kann weiterhin in diesem Gebiet erkennen, daß die Reliefrinnen im übrigen vollkommen von — meist geröllfreiem — Sandsteinmaterial aufgefüllt sind. Erst an der Grenze zu der aus feinkörnigen, oft plattigen Sandsteinen bestehenden oberen Partie des dortigen Buntsandsteins tritt noch einmal eine konglomeratische Lage auf, die vor allem durch ein sehr starkes Vorherrschen von Gangquarzmaterial und einen besseren Abrollungsgrad ihrer Gerölle gekennzeichnet ist. Solche Quarzgerölle finden sich weiterhin noch vielerorts als Restbestreuung, wo diese Teile des Buntsandsteins längst der Abtragung zum Opfer gefallen sind. — Die Einsedimentierung des Prä-Buntsandstein-Reliefs erfolgte — ausweislich des Geröllbestandes — zu einem großen Teil von den umgebenden Hochgebieten aus. Zu welchem Zeitpunkt der Sedimenteindeckung dann auch Material von Süden eingebracht worden ist, kann noch nicht übersehen werden, jedenfalls zieht der, durch Milchquarzgerölle gekennzeichnete, Konglomerathorizont — im Gegensatz zu den liegenden Konglomeraten — so gleichmäßig über große Teile des Gebietes hinweg, daß hier ein mehr oder weniger einheitlicher Liefer- bzw. Transport-Vorgang angenommen werden kann. Im Prinzip ähnliche Erscheinungen zeigen sich im „Triasdreieck“ der Nordeifel. Es hat sehr viel Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß die Nord-Süd-Zone nur zu bestimmten Zeiten einen generellen Süd-Nord-Transport von Sedimenten erlebt hat. Abgesehen von der Tatsache, daß die negativen Reliefformen von allseitigen Hochgebieten mit Sedimentmaterial beschickt wurden, zeigen Verbreitung und Zusammensetzung der basalen Konglomerate für längere Zeiten des Buntsandsteins eine generelle Belieferung der nördlichen Teile der Zone von Süden und der südlichen Gebiete von Norden an. Im Augenblick ist das von Köln aus erarbeitete Material noch nicht so weit zu übersehen, daß ein Versuch einer zeitlich funktionellen Betrachtung der Nord-Süd-Zone der Eifel als Transportrinne im Buntsandstein erfolgen könnte. Es stellt sich jedoch bereits klar heraus, daß die einfache Vorstellung eines Süd-Nordtransportes durch diese Rinne für den gesamten Buntsandstein (wie es *K. PICARD*, 1950 versucht hatte) und wahrscheinlich auch die übrige Trias (vgl. auch *G. KNAPP* (1961) nicht haltbar ist. *E. SCHRÖDER* (1952, 1954) hatte die Mächtigkeitsschwankungen des Buntsandsteins auf ein „allmähliches Übergreifen des Buntsandsteins von Norden und Süden zur Eifelmitte“ zurückgeführt. Rein bildlich gesehen dürfte diese Anschauung für bestimmte Zeiten zutreffen, wobei genetisch gesehen der Begriff „Übergreifen“ durch „Auffüllen“ ersetzt werden sollte. Natürlich wird der Sedimentationsraum auf diese Weise erweitert, so daß der von *H. STILLE* (1924) geprägte Begriff „Extension“ am Platze wäre, jedoch erfolgt dies vielfach nicht durch Sedimenttransport von außen her, sondern durch Schutzzufuhren aus dem Gebirge selber. Es ist sehr wahrscheinlich, daß solche Erscheinungen durch ein allmähliches Absinken der Nord-Südzone hervorgerufen worden sind. So ertrinkt das Relief immer mehr im zugeführten

Schutt und die Nord-Süd-Zone wird tatsächlich zeitweise zur echten Verbindungsstraße zwischen Süd und Nord. Diese Funktion besaß sie im Perm noch nicht, denn die in diesem Gebiet bekannten Sammelmulden des „Oberrotliegenden“ sind intramontane Sammelbecken mit SW-NE-Verlauf, und das Zechsteinmeer ist niemals in die eigentliche Nord-Süd-Zone eingedrungen. — Das Problem der wirklichen Sedimenttransportrichtung und des Zeitpunktes des jeweiligen Eindringens des Meeres in die eigentliche Nord-Süd-Zone wird noch durch eine Beobachtung von *U. JUX* (*U. JUX & H.D. PFLUG*, 1958 ; *U. JUX*, 1962) kompliziert, der Stegocephalen-Funde (*Cyclotosaurus mechernichensis*) aus dem Buntsandstein von Mechernich als mittel-triassisch bestimmte, und damit die stratigraphische Stellung des dortigen „Buntsandsteins“ anzweifelte. Es ist hier nicht der Ort, auf diese Streitfrage einzugehen, jedoch wirft eine solche Diskussion ein bezeichnendes Licht auf die Variabilität der Sedimentausbildung in dieser Zone, die durch langsame Hebungs- und Senkungstendenzen (vgl. auch *W. ELBERSKIRCH*, 1938), Bildung von Spezialtrögen und -senken, Abwechslung von Sedimentation und Abtragung, Schutt-Transport aus dem Gebirge und transgressives Eindringen des Meeres von außen unter Ausbildung der verschiedensten Randfazies und oft kaum untereinander vergleichbarer Kleinfazies der Sedimente in der Zone selber gekennzeichnet ist (vgl. dazu auch *G. KNAPP*, 1961).

Damit läßt sich aber auch diese Senke, ebenso wie die Hessische Senke, nur als ein Sonderelement des Triasbeckens verstehen. Auch in der Hessischen Senke zeigen sich in der Trias, vor allem im Buntsandstein, zahlreiche Faziesdifferenzierungen durch Spezialtröge und -schwelen, Bildung eines, durch langsame Senkung und schritthaltende Sedimentation gekennzeichneten, Buntsandstein-Zentraltroges im Wesergebiet, Fazies- und Mächtigkeitswechsel zu den Randzonen sowohl im Westen, als auch im Gebiet der Eichsfeldschwelle und viele andere Merkmale mehr.



Abb. 2. Sedimentschüttungsrichtungen und Mächtigkeitsverhältnisse des Buntsandsteins in Norddeutschland (im wesentlichen nach *H. Boigk*, 1961).

Die Sonderentwicklung der beiden Nord-Süd-Zonen gegenüber ihrer Umgebung im Buntsandstein bleibt auch über den Verlauf dieser Zonen im varistischen Gebirgsblock hinaus deutlich erkennbar (Abb. 2). Diese Abb., die nach *H. BOIGK* (1961) zusammengestellt ist, gibt außer der Sedimentschüttungsrichtung der Detfurthserie des Mittleren Buntsandsteins (schwarze Pfeile) die von *H. BOIGK* angegebenen Linien gleicher Mächtigkeit für die einzelnen Stufen und Folgen des Buntsandsteins (Unterer, Mittlerer Buntsandstein, Detfurth-, Hardeggen-Folge des Mittleren Buntsandsteins, Röt) in synoptischer Darstellung. Hier markieren sich in charakteristischer Weise die nördliche Fortsetzung der Nord-Süd-Zone der Eifel im Niederrhein-Ems-Gebiet wie diejenige der Hessischen Senke im niedersächsischen Raum. Auch deutet sich der bereits im Zechstein erkennbare „Niedersächsische Trog“ (*E. VOIGT*, 1954) durch die Betonung der SE-NW-Richtung im Verlauf der Mächtigkeitskurven und der Anlage von Spezialbecken an. An den Kreuzungsstellen dieses Troges mit den nördlichen Fortsetzungen der Hessischen Senke und der Eifeler Nord-Süd-Zone werden besondere Sedimentmächtigkeiten erreicht.

Noch deutlicher tritt uns die Aufgliederung des norddeutschen Raumes in zwei meridionale Zonen und einen, im wesentlichen zwischen „Pompeckjscher Scholle“ (*A. ROLL*, 1949) und den varistischen Gebirgsblöcken in SE-NW-Richtung verlaufenden, Trog im *Jura* entgegen (Abb. 3) (vgl. auch *W. PHILIPP*, 1955). Schon das Einschwingen der Küstenlinie des Serpulits (Oberer Malm) nach Süden (Taf. 1) deutet für diese Zeit das Vorhanden-



Abb. 3. Übersichtskarte des marinen Jura in Norddeutschl. (nach *G. Richter-Bernburg & W. Schott*, 1959).

sein einer nördlichen Fortsetzung der Eifeler Nord-Süd-Zone im holländisch-deutschen Grenzgebiet an. Die nach *G. RICHTER-BERNBURG & W. SCHOTT* (1959) gezeichnete Abb. 3 zeigt darüber hinaus, daß diese Zone noch viel weiter nach Norden zieht. Sie verlängert sich bis zum „Heider Juratrog“ (*F. HECHT, H.v. HELMS & W. KEHRER*, 1956), der innerhalb der „Mittelholstein’schen Scholle“ (*H. WEBER*, 1957) die Nordflanke der „Rendsburger Schwelle“ markiert. Die SE-Flanke dieser Schwelle wird durch den

„Bramstedt-Kieler-Jura-Trog“ gekennzeichnet, dem sich östlich von Hamburg noch ein weiterer Juratrog anschließt. Der letztere Trog und Teile des „Bramstedt-Kieler Troges“ können wohl mit Recht als Nordfortsetzung der Hessischen Senke betrachtet werden. Es hat also den Anschein, als ob die zunächst weit voneinander entfernten meridionalen Systeme der Hessischen Senke, der Eifelsenke und vielleicht auch vereinzelt gleichlaufende Frakturen des Rheinischen Schiefergebirges (Taf. 1) sich im Raum von Schleswig-Holstein und Dänemark mehr und mehr zu einer geschlosseneren Zone zusammenfinden, die dann weiter in Richtung auf den Oslo-Fjord zieht.

Die intensiven erdölgeologischen Untersuchungen im Emsland haben selbstverständlich ein sehr reichhaltiges und aufschlußreiches Material auch für unsere Fragestellung geliefert. Über das von zahlreichen Bearbeitern in vielen Jahren zusammengetragene Material berichtet das Beiheft 37 des Geologischen Jahrbuches (1960). Aus den Angaben dieses Buches und Arbeiten von H. BOIGK (1956, 1961), H. LÖGTERS (1951), W. SCHOTT (1950) und J. WOLBURG (1961) ist die Abb. 4 von uns zusammengestellt worden. Sie zeigt den Verlauf der jeweiligen Beckenachse einzelner stratigraphischer Abteilungen oder Stufen, wobei diese Achsen durch die Verbindung der Kulminationspunkte der jeweiligen Linien gleicher Mächtigkeit gewonnen wurden. Es ist deutlich zu erkennen, daß diese Achsen mehr oder weniger stark um die NNE-SSW-Richtung pendeln. Es handelt sich hierbei um die Hauptachsen. Selbstverständlich existieren noch Nebenachsen, wie z.B. die „Meppener“ und die „Georgdorfer Bucht“ mit generellem E-W-Verlauf ihrer Beckenachsen. Außerdem schließt sich für viele Stufen im Nordosten — jenseits der im Untergrund fortziehenden Rheinischen Masse — das SE-NW streichende „Niedersächsische Becken“ an. — Die Bindung der NNE-SSW-Beckenachsen an eine überschaubare Zone schließt die Zufälligkeit dieses Phänomens vollkommen aus. Sie liegen fast alle in der von J. WOLBURG (1961) als „Niederrhein-Ems-Senke“ bezeichneten Zone, die ganz offenbar die Nahtzone der Ostholländischen und der Rheinischen Scholle (J. WOLBURG: Schwelle) darstellt (vgl. dazu den Nachtrag am Ende dieser Arbeit).

Die mehrfache Wiederkehr bestimmter Richtungselemente im paläogeographischen Bild des besprochenen Raumes läßt das Vorhandensein unzufälliger überregionaler Tiefenelemente erwarten, die eine häufige Wiederbelebung erfuhren. Für die Hessische Senke haben wir (H. MURAWSKI, 1960) erneut auf die hohe Wahrscheinlichkeit einer Erdnaht-ähnlichen Tiefenfortsetzung hingewiesen. Das heutige *bruchtektonische Bild* ist nur das Ergebnis eines Durchpausungsvorganges. Dabei werden die aus der Tiefe kommenden Impulse in dem zwischen der Tiefennaht und der Erdoberfläche liegenden Gesteinspaket gefiltert und modifiziert. Quergerichtete varistische Strukturen und Lineamente formen Impulse, die von der Tiefennaht ausgehen, völlig um oder bringen sie in ein Wirkungsverhältnis zur eigenen Struktur (z. B. Kellerwald-Schwelle, Altenbüren-Kellerwald-Fraktur, Mitteldeutsche Schwelle usw.). Trotz des mannigfach modifizierten Bildes läßt sich das Vorhandensein der Tiefennaht im Untergrund der Hessischen Senke noch aus der Gestaltung des bruchtektonischen Bildes erschließen. Doch schon der Fortsetzung dieser Zone im norddeutschen Becken fehlen diese Gesichtszüge im geologischen Bild der Oberfläche. Hier ist das Vorhandensein der, in der Hessischen Senke durch die Bruchtektonik gut nachweisbaren, tektonischen Mobilzone lediglich im paläogeographischen Bild, darüber hinaus aber auch im Einschwenken der Längsachsen der Salzstöcke in diese Nord-Süd-Richtung erkennbar (Abb. 1). Betrachtet man die Salzstöcke — wie es z. B. H.J. MARTINI (1955) für

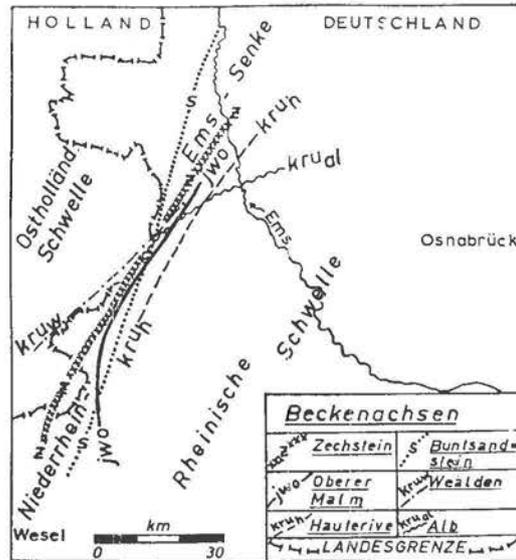


Abb. 4. Hauptbeckenachsen einiger Abteilungen und Stufen (Zechstein bis Untere Kreide) im Emsland (zusammengestellt nach H. Boigk, H. Lögters, W. Schott und J. Wolburg).

Norddeutschland getan hat — als sekundäre Konzentrationen der mobilen Salzkomponente an Bruchschollenrändern, dann würde das Einschwenken von Salzstöcken in die NNE-SSW-Richtung für den entsprechenden Raum Rückschlüsse auf die dort vorhandenen verfügbaren Brüche zulassen. Außerdem zeigt sich hier die, durch die mechanischen Eigenschaften der Salzgesteine extrem beeinflusste Modifizierung aus der Tiefe kommender Bewegungsimpulse aufs deutlichste. Man erkennt daraus, daß die regionale Variation eines tektonischen Erscheinungsbildes vielfach nicht auf einer Veränderung des ursächlichen Bewegungsmechanismus, sondern — wie in diesem Falle — auf einer Änderung der mechanischen Eigenschaften oder der Mächtigkeit der betroffenen Gesteinsserien fußen kann.

Die extremste axiale Ausrichtung von langgestreckten Salzstöcken tritt im Raum von Schleswig-Holstein auf (Abb. 1). Sie streichen sämtlich in SSW-NNE-Richtung und kennzeichnen die „Mittelholsteinsche Scholle“, die im Westen und Osten von ausgedehnten Juratrögen flankiert wird (Abb. 3). G. RICHTER-BERNBURG & W. SCHOTT (1959) haben die Auffassung vertreten, daß diese großen Juratröge über grabenartigen Brüchen im präpermischen Untergrund angelegt sind. Den bruchtektonischen Senkungen im präpermischen Sockel entspräche nach den oben genannten Autoren ein „bruchloses“ Nachsinken des permo-triassischen Deckgebirges und damit die Anlage der Juratröge. In Weiterentwicklung solcher Bewegungen wanderte die mobile Salzphase auf Zerrspalten aufwärts und bildete die, der Streichrichtung der Zerrbrüche entsprechenden, langgestreckten Salzstöcke. So stark durch solche Salzbewegungen oft das Bild verzerrt sein mag, im Endeffekt handelt es sich doch um Erscheinungen, die engstens mit großen tektonischen Bruchzonen verbunden sind. Das tektonische Bild hat in diesen Räumen ein anderes Gesicht, aber keine andere Grundkonzeption. Wir müssen also im gesamten Bereich der norddeutschen Salzstöcke — nördlich der in Abb. 1 eingetragenen Grenzlinie — mit einer Sonderentwicklung des tektonischen Erscheinungsbildes auch für die im varistischen Block so deutlich hervortretenden Nord-Süd-Strukturen rechnen.

Außerhalb der Salzstockzone treten andere, zumeist in der präexistenten tektonischen Struktur begründete modifizierende Einflüsse auf. Für die Hessische Senke haben wir solche Beeinflussung bereits betrachtet. Sie ist natürlich auch in der Nordfortsetzung der Eifeler Nord-Süd-Zone vorhanden. Erwähnt wurden bereits die zusätzlichen Einflüsse des SE-NW-Bruchsystems bei der Anlage der Salinartröge des Zechsteins im Niederrheingebiet. Die Ergebnisse der für praktische Zwecke erfolgten Untersuchungen der tertiären und quartären Schichten der Niederrheinischen Bucht lassen noch Beeinflussungen kleineren Maßstabs erkennen. Die junge Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht besitzt im wesentlichen SE-NW-Streichen (Abb. 1, Taf. 1). Das ganze Gebiet wird in große, in sich noch einmal untergliederte Leistenschollen mit SE-NW-Erstreckung zerlegt. Die Fortsetzung der Brüche der Niederrheinischen Bucht nach Nordwesten zeigt im holländischen Raum generell eine zentrale Horst-Zone (Peelhorst), die im Osten durch ein differenziertes Bruchfeld, im Westen durch eine tiefe Grabenstruktur (Centralgraben) flankiert wird. Diese tektonischen Brüche sind im Tertiär bereits angelegt, entwickeln jedoch im Quartär eine erhebliche Bewegungsintensität und sind z. T. noch heute aktiv („fortlebende Verwerfung“ : G. FLIEGEL, 1922) (vgl. dazu auch : L. AHORNER, 1962 ; H.W. QUITZOW, 1959 ; H.W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK, 1955). Als Maß der Absenkungsbeträge und als Dokument der außerordentlich weiten Erstreckung dieser Bruchzonen wurde die heutige Tiefenlage der Quartärbasis (nach A.J. PANNEKOEK, 1956) als Linien gleicher Tiefenlage dieser Basisfläche in Abb. 1 eingetragen. Interessant ist die, durch das nach Nordwesten gerichtete Ausschwingen der Tiefenlinien gekennzeichnete, Einflußnahme des Peelhorst-Systems bis in den Raum von Amsterdam, das Rückschwingen der Linien im Bereich des Ijsselmeeres und vor allem auch die Senkungstendenz im holländischen Centralgraben, der seinen Einfluß bis in den Raum zwischen Den Haag und Amsterdam verrät. Damit zeigt sich, daß etwa der Einbruch des heutigen Ijsselmeeres in geschichtlicher Zeit alt angelegten Bahnen folgt, die durch aktive Senkung und Setzungserscheinungen der hier besonders mächtigen Sedimentmassen gekennzeichnet sind, und z. B. auch dem Eem-Meer Richtung und Ort seines Eindringens vorgezeichnet hatten. Die erwähnten Strukturen zeigen auch noch im Süden, in der eigentlichen Niederrheinischen Bucht, Senkungstendenzen, die sich beim Vergleich von Feinnivellements von 1933 bzw. 1921 zu solchen von 1952 zahlenmäßig erfassen lassen (H.W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK, 1955). Dabei zeigen der Bereich der Rurscholle (Rurgraben) und der Erftscholle sowohl gegenüber der Ville- und Kölner Scholle, als auch gegenüber dem paläozoischen Rahmen (Hohes Venn im Westen und Bergisches Land im Osten) verstärkte Senkungsbeträge. Das entspricht in vollkommener Weise dem für den holländischen Raum in Abb. 1 eingetragenen Tiefenlagerungsverhältnis der Quartärbasis in den einzelnen tektonischen Schollen. Die Fortsetzung dieser strukturell so bedeutungsvollen Bruchzonen des holländisch-deutschen Grenzgebietes nach Süden queren im Raum zwischen Köln und Aachen die nördliche Fortsetzung der Eifeler Nord-Süd-Zone. Auch hier zeigt sich im Kreuzungsfeld beider Systeme, in ähnlicher Weise wie bei der Gestaltung des Zechstein-Salinarbeckens am Niederrhein, eine spezielle Beckenbildung, die sich in den erhöhten Mächtigkeitwerten des tertiären Hauptbraunkohlenflözes in diesem Kreuzungsbereich dokumentieren (Taf. 1). Auf diese Tatsache haben bereits H. CLOOS (Vortrag in Bonn 1948) und R. TEICHMÜLLER (1958) hingewiesen. Außer durch diese Beckenbildung kennzeichnet sich der genannte Raum auch noch durch andere Besonderheiten. Verschiedentlich erscheinen neben den SE-NW streichenden Brüchen auch solche von genereller Nord-Süd-Richtung oder vermittelnde Systeme (L. AHORNER, 1962 ; im feintektonischen Bild : W.

PRANGE, 1958). Vor allem aber schwingen die Bruchsysteme im „Jackerather Horst“ zwischen Bergheim und Erkelenz sigmoidal nach Westen (Tafel. 1, Abb. 1). Auch dieses Phänomen dürfte genetisch den Besonderheiten dieser Kreuzungszone entsprechen (vgl. auch G. KNETSCH, 1954).

Die graduellen Unterschiede im paläogeographischen Bild der Hessischen Senke und der Eifeler Nord-Süd-Zone treten aufs deutlichste im tektonischen Erscheinungsbild zu Tage. Während sich in der Hessischen Senke eine außerordentlich charakteristische Bruchtektonik beobachten läßt (H. MURAWSKI, 1960), ist dieses Charakteristikum in der Eifeler Nord-Süd-Zone nur in untergeordnetem Maße entwickelt (H. CLOOS, 1939 ; W. ELBERS-KIRCH, 1938 ; E. SCHENK, 1938). Diese Zone ist im Verhältnis zur Hessischen Senke im wesentlichen in der ersten Bildungsphase (mehr oder weniger flexurgrabenähnliche Depression) stecken geblieben.¹⁾ Die Hessische Senke zeigt darüber hinaus eine kräftige Bruchtektonik, die besonders ihre randnahen Partien erfaßt hat. Das Eintauchen der varistischen Faltenachsen von beiden Flanken her ist ein gemeinsames Merkmal der Eifeler Nord-Süd-Zone (E. SCHENK, 1938) wie der Hessischen Senke (CHANG SHOU-CHANG, 1940), jedoch bleibt die Sedimentfüllung im Mesozoikum in der Nord-Süd-Zone gegenüber der Hessischen Senke weit zurück. Vor allem aber ist die bruchtektonische Weiterbildung in der Eifel weitgehend unterdrückt worden. Offenbar reagierte die Rheinische Masse (im weitesten Sinne) auf Grund ihrer, durch die varistischen Faltungen erworbenen Stabilität gegenüber der aus der Tiefe kommenden Beanspruchung weniger durch Zerbrechung als die am Rande dieser Masse befindliche Hessische Schwächezone. Im Bereich der letzteren ist das varistische Faltengefüge tiefgründig zerstückelt und gestört, so daß unmittelbare Verbindungen zwischen Rheinischer Masse und Harz entweder überhaupt nicht sichtbar, oder doch nur mühsam rekonstruierbar sind. Das aus der Tiefe kommende Bewegungsmaß und die Bewegungsbereitschaft des Oberstockwerks besaßen beide hier erhebliche Größe, so daß man wohl eine Schollengrenze erster Ordnung in der Tiefe vermuten kann. Vergleicht man damit das tektonische Bild der Eifeler Querzone, dann deutet hier das Ausmaß der tektonischen Wirkung und der Widerstand der varistisch gefalteten Schichten gegen die Beanspruchung aus der Tiefe an, daß Bewegungsintensität und tektonisches Bild, aber auch allgemeine Breitenausdehnung dieser tektonischen Zone um Größenordnungen kleiner als in der Hessischen Senke sind. Es handelt sich in der Eifel offenbar um die Projektion einer Tiefenschollengrenze zweiter Ordnung, die aber immer noch überregionales Ausmaß besitzt. In einem solchen Vergleichsschema würden schließlich die auf Taf. 1 eingetragenen Frakturen des Rheinischen Schiefergebirges Schollengrenzen 3. Ordnung darstellen, die die vorhandenen Großschollen ihrerseits noch einmal in Teilstücke zerlegen.

Es sei hier nur ergänzend erwähnt, daß die tektonischen Bilder recht interessante Parallelen im *geophysikalischen Bereich* besitzen. Hatte schon H. REICH (1931) für die Eifeler Nord-Süd-Zone deutliche negative Werte im regional-magnetischen Bild nachgewiesen, so legte R. v. ZWARGER (1948) für die Konstruktion seiner „Rheinischen Zonen“ (Taf. 1, Abb. 1) ebenfalls das unterschiedliche magnetische und Schwere-Verhalten dieser Zonen gegenüber ihrer Umgebung zu Grunde. Allerdings ergeben sich durch Überlagerung verschiedenster Effekte (tektonische Vergitterung, Einschaltung von Schwere- oder mag-

¹⁾ Diese Tatsache hatte M. LUCIUS (1937) bereits klar erkannt, als er zum Ausdruck brachte, daß „die Grabennatur der Eifeler Quersenne keine ursprüngliche, sondern erst später in einer Einbiegungszone an den Rändern durch Zerrung“ entstanden sei, „die bis zu Zerreißen führen konnten“.

netischen Massiven usw.) erhebliche Komplikationen. Solche Erscheinungen sind bei der Betrachtung der bei R. v. ZWERGER (1948) und H. REICH (1949) veröffentlichten geophysikalischen Regionalkarten oder der Durchsicht der kritischen Bemerkungen von W. SCUHMANN (1949) und F. KUTSCHER (1952) immer wieder zu erkennen. Daher entspricht die Konstruktion der auf geophysikalischer Basis ermittelten „Rheinischen Zonen“ nicht immer dem von geologischer Seite Beweisbaren, jedoch ändert diese Bemerkung am Grundgedanken und den interessanten und wichtigen Erkenntnissen R. v. ZWERGER's nicht das geringste. — Detaillierte Schweremessungen im Raum der Niederrheinischen Bucht zeigen im Kreuzungsbereich der Eifeler Nord-Süd-Zone mit der Niederrheinischen Bucht Störungen im Verlauf der Isogammen, sowie deutliche Vergitterung der Nord-Süd- und SE-NW-Richtungen im Verlauf der, nach den Ergebnissen der Schweremessungen konstruierten Tiefenlinien der Tertiärbasis (H.J. DÜRBAUM & W. WOLFF, 1958).

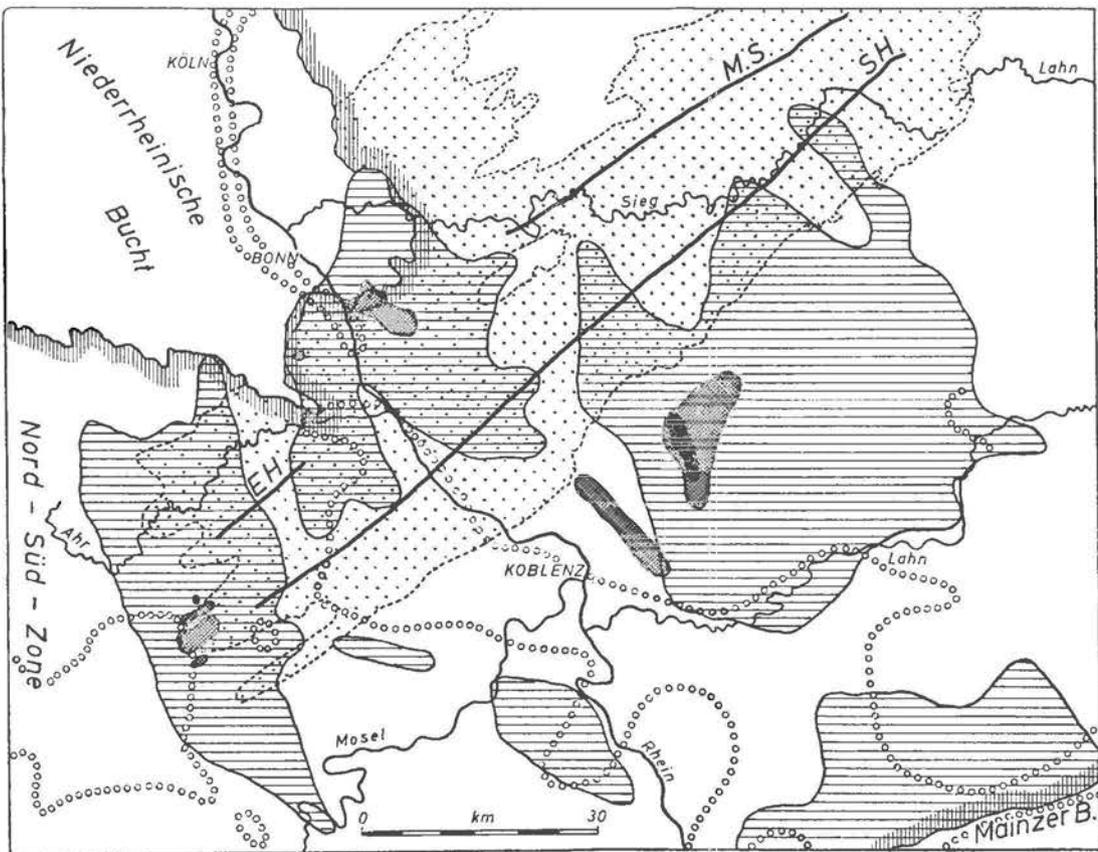


Abb. 5. Der tertiäre Vulkanismus in Westdeutschland.

Die Sonderstellung der Eifeler Nord-Süd-Zone deutet sich nach R. BRINKMANN (1935) auch im Auftreten von Erzlagerstätten an, die gegenüber der weiteren Umgebung in ihrer Zusammensetzung abweichen. So hat R. BRINKMANN für die Eifeler Nord-Süd-Zone eine Isothermendepression (ablesbar aus dem paragenetischen Charakter der hydrothermalen Lagerstätten) angenommen. Weiterhin soll nach M. & R. TEICHMÜLLER (1952) der Inkohlungsgrad der Unterdevonkohlen (Brandschiefer) im Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone gegenüber denjenigen des übrigen Rheinischen Schiefergebirges deutlich geringer sein.

Besondere Bedeutung bei der Beantwortung solcher Fragen hat das *Verhältnis von Tektonik und Vulkanismus*, das sich besonders bei regionalen Vergleichen heranziehen läßt. Der *tertiäre Vulkanismus* geht im Großen wie im Kleinen auf die Hessische Senke und ihre tektonischen Strukturen ein (vgl. H. MURAWSKI, 1960). Er ist sogar eines der wesentlichen Charakteristika dieser Senke (Taf. 1). Ganz anders verhält sich dagegen der *tertiäre Vulkanismus* im Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone. Er begleitet ihre Ostflanke, wobei er sich besonders im Abbiegungs-Scharnier der varistischen Großsattel (Eifeler und Siegener Hauptsattel) gegen die Nord-Süd-Zone entwickelt und hier ohne Zweifel einen, durch Zerrwirkung an dieser Achsenrampe anlässlich erneuter Vertikalbewegungen hervorgerufenen „Scharniervulkanismus“ (H. MURAWSKI, 1950/51, 1956) ausbildet. Die eigentliche Nord-Süd-Zone bleibt vom tertiären Vulkanismus frei (Abb. 5). — Der *quartäre Vulkanismus* zeigt dagegen ein ganz anderes Erscheinungsbild. Er fehlt in der Hessischen Senke vollkommen, ist jedoch in der Eifel kräftig vertreten (Abb. 6). Sein Verbreitungsfeld quert die Nord-Süd-Zone in SE-NW-Richtung und erreicht bei diesem Schnitt im Bereich des stärksten „Durchhanges“ dieser Zone seine kräftigste Entwicklung. Gelegentlich, wie im Gebiet des abtauchenden Siegener Hauptsattels, greift er auch in das östliche Abbiegungsscharnier der Nord-Süd-Zone hinein. Eine solche Häufung vulkanischer Eruptionspunkte an der Kreuzung der Nord-Süd-Zone mit einer offenbar vorhandenen SE-NW verlaufenden Tiefenstruktur (Fraktur?) erinnert an Erscheinungen, wie sie im südlichen Oberrheingraben durch den Schnitt des Bonndorfer Systems mit den Brüchen des Oberrheingrabens in der Freiburger Bucht gegeben sind. Das Besetzen der Scharnierzone an der Ostflanke der Nord-Süd-Zone durch quartäre und vor allem tertiäre vulkanische Eruptionspunkte entspricht dagegen durchaus dem Typus der westlichen Scharnierzone des Leinegrabens in der Hessischen Senke. Ebenfalls als Typus eines Scharniervulkanismus kann die zweite große quartär-vulkanische Zone der Eifel gelten (Laacher See-Neuwieder Becken). Hier besetzen — im Gegensatz zur bruchtektonisch stark betonten Ostflanke — die vulkanischen Ausbruchspunkte nur die nach Osten abbiegende westliche Flanke des Neuwieder Beckens (vgl. hierzu H. CLOOS, 1939 : Abb. 29 + 39). ¹⁾ Auch der Quartär-vulkan des Rodderberges (südl. v. Bonn) belegt, ebenso wie der Tertiärvulkanismus dieses Raumes (einschl. des Siebengebirges) das Abbiegungsscharnier des großen Siegen-Müsener Antiklinoriums gegen die Niederrheinische Bucht. Geringe Vertikalbewegungen der alt angelegten Strukturen im Tertiär und Quartär (H.W. QUITZOW, 1959) erzeugten die notwendige Zerrbeanspruchung zur Öffnung von Fugen im Gesteinskörper, Erscheinungen, die sich besonders in „Scharnierzonen“ auswirkten.

¹⁾ Das auf Abb. 6 bis in das Gebiet des Westerwaldes erkennbare Feld mit trachytischen Auswurfsmassen geht natürlich weit über die Lage der Ausbruchspunkte selbst nach Osten hinaus (vgl. auch M. SCHWARZBACH, 1961).

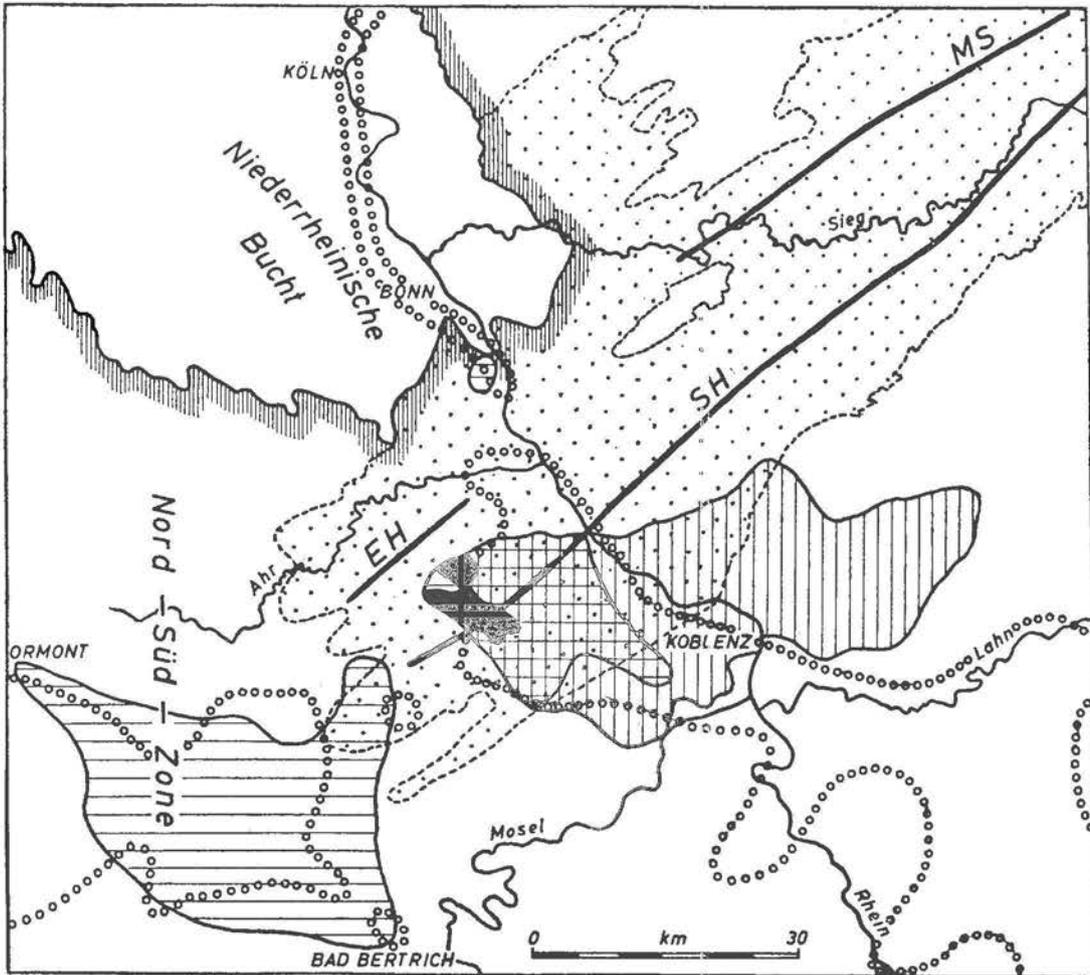


Abb. 6. Der quartäre Vulkanismus in Westdeutschland.

Neben dem Verhältnis von Vulkanismus und Tektonik, das den jeweiligen Ort des Aufdringens der Schmelzen weitgehend bestimmt, bietet auch die Betrachtung des Chemismus der Vulkanite erwünschte weitere Aussagen. Während in der eigentlichen Hessischen Senke die tertiären Vulkanite basaltischen bis basaltoiden Chemismus aufweisen (mit geringen Ausnahmen, wie z. B. kleine Phonolithvorkommen des Vogelsberges), zeigt der Tertiärvulkanismus der übrigen westdeutschen Gebiete eine viel stärkere Variabilität. Schon die Vulkanite der auf der Ostflanke der Hessischen Senke aufsitzenden Rhön, zeigen große chemische Unterschiede (verschiedenste basaltische und basaltoide Typen, Limburgite, Phonolithe. Vgl. B. FICKE, 1958). Noch stärker variieren die Gesteinstypen im Wester-

wald (Basalte, Trachyte, Trachyandesite, Phonolithe. Vgl. W. AHRENS, 1960), im Siebengebirge (Basalte und basaltoide Typen, Trachyte, Andesite bzw. Latite. Vgl. J. FRECHEN, 1960) und in der Hoheifel (Basalte, Trachyte, Andesite, Phonolithe. Vgl. M. HOPMANN, J. FRECHEN & G. KNETSCH, 1958). Die einzelnen Zentren (der Variabilität) umschließen das Siegen-Müsener Antiklinorium im Südwesten, Westen und Nordwesten, wobei diejenigen des Westerwaldes die Süd-, das des Siebengebirges die Nordflanke und das der Hoheifel den westlichen Abtauchbereich des Antiklinoriums kennzeichnen (Abb. 5). Der basaltische Vulkanismus greift weit über die Felder der offenbaren Differentiations- (und \pm Assimilations-) Produkte hinaus. Wir haben 1960 aus mancherlei Gründen angenommen, daß die tertiärvulkanischen Produkte der Hessischen Senke ohne die Bildung größerer Zwischenherde aus großer Tiefe aufgestiegen seien. Der in relativ engen Grenzen verbleibende Chemismus ihrer tertiären Magmatika spricht ebenfalls für eine solche Auffassung. Bei den vorher genannten Vorkommen mit großer Variationsbreite dürfen wir jedoch im Untergrund mit großen Zwischenherden rechnen, in denen durch Differentiation und vielleicht zusätzliche Assimilation von Nebengestein eine Aufteilung in verschiedenste Gesteinstypen erzielt wurde. Die Konzentration dieser Variationsfelder auf bestimmte enge Bereiche spricht außerdem stark für eine solche Annahme. Ob das weite Ausschwingen der Basaltfelder über die Variationszonen hinaus darauf hindeutet, daß ein Teil dieser Basalte nicht aus den gleichen Herden gefördert wurde wie die Variationstypen, kann noch nicht entschieden werden; jedoch spricht manches für diese Auffassung. — Während die Ortslage der vulkanischen Eruptionspunkte an der Erdoberfläche vielfach durch die Bereitstellung spezifischer Aufstiegswege im oberflächennahen Gesteinskörper bestimmt wird, werden die allgemeinen Aufstiegswege aus der Tiefe durch Lineamente, Frakturen und Großbruchzonen gebildet. Somit waren also mehrere Faktoren bei der Bestimmung der Ortslage eines Eruptionspunktes von Bedeutung. In noch viel stärkerem Maße zeigen die Austrittspunkte der postvulkanischen CO₂-Exhalationen infolge der Wanderfreudigkeit solcher Gase ein Eingehen auf oberflächennahe Strukturen. Trotzdem vermag auch die Betrachtung ihrer Vorkommen — in Ergänzung des über die Vulkanite Ermittelten — wichtige Hinweise zu geben.

Die unterschiedliche Beziehung zwischen Vulkanismus und Tektonik in der Eifeler Nord-Süd-Zone und der Hessischen Senke hat daher eine interessante Parallele in den postvulkanisch-exhalativen CO₂-Vorkommen dieser Räume. In der Hessischen Senke folgen diese deutlich der allgemeinen Bruchtektonik. Würde man diese Vorkommen durch eine Linie umgrenzen, dann würde ein Feld entstehen, das — wie die Hessische Senke selbst — eine deutliche Nord-Süd-Erstreckung besitzt (vgl. K. FRICKE, 1954, 1955; H. MURAWSKI, 1953). Ganz anders liegen die CO₂-Felder im Bereich des Rheines und der Eifel (Abb. 5, 6). Hier umgürten CO₂-Vorkommen das Siegen-Müsener Antiklinorium im Süden und im Westen ohne im einzelnen immer vollkommen mit den vulkanischen Feldern zur Deckung zu kommen. Das Neuwieder Becken zeigt dagegen enge Kongruenz von CO₂-Austritten und vulkanischen Eruptionspunkten. Auffallend ist weiterhin die von Köln nach Süden zum Siebengebirge ziehende Rheintal-Spalte (K. KNETSCH, 1939). — Aufs deutlichste ist hier also zu erkennen, daß nicht nur der tektonische Typus, sondern auch die davon abhängige Positionierung des jungen Vulkanismus und der postvulkanischen Exhalationen wesentlich von denen der Hessischen Senke abweichen. Auch darin zeigt sich, daß sich die unterhalb der Eifeler Nord-Süd-Zone befindliche Tiefenstruktur in sehr

viel geringerer Weise im Oberstockwerk durchsetzen konnte als diejenige unter der Hessischen Senke.

Die graduellen Unterschiede in der Tektonik und dem jungen Vulkanismus und seiner Folgeerscheinungen zwischen der Hessischen Senke und der Eifeler Nord-Süd-Zone ändern jedoch nichts an dem überregionalen Charakter beider Zonen und der jeweils vergleichbaren gemeinsamen Geschichte. Die Fortsetzung beider Zonen nach Norddeutschland zeigt — vor allem in Schleswig-Holstein — für die Hessische Senke ein Abklingen des Senkencharakters der Juratröge nach Norden. Dagegen zeigt die Nordfortsetzung der Eifeler Nord-Süd-Zone für diese Zeit eine besonders kräftige Entwicklung. Das gleiche gilt für die charakteristische Ausbildung der Salzstrukturen in Schleswig-Holstein (Abb. 1, 3). Man muß also wohl die Mittelmeer-Mjösenzzone (im weiteren Sinne) als einen breiten Geländestreifen ansehen, der in mehrere subparallele Nord-Süd-Bruchzonen aufgeteilt ist. Hebungs- und Senkungsstärke und -art, tektonischer Typus und Vulkanismus sind in diesen einzelnen tektonischen Zonen bezüglich ihrer Intensität, Ausbildung, sowie zeitlicher und regionaler Begrenzung verschieden. Die tektonischen Teilzonen dieses „Rheinischen Systems“ umfließen im mitteleuropäischen Nordteil dieses Systems das eigentliche Rheinische Schiefergebirge mit einer westlichen (Eifeler Quersenke) und einer östlichen Bruchzone (Hessische Senke). Beide Teilzonen vereinigen sich im Raum von Schleswig-Holstein und Dänemark unter Abklingen der Intensität der Nordfortsetzung der Hessischen Senke und Intensitätsverstärkung bei der Nordfortsetzung der Eifeler Nord-Süd-Zone. Südlich der Mitteldeutschen Schwelle übernimmt der Oberrheingraben im Tertiär die Hauptfunktion. Seine Strukturen klingen nach Süden im Gebiet des Schweizer Jura mit einigen Bruchausläufern aus, er entsendet aber andererseits ein SW-NE-Bruchsystem zum Rhône-Saône-Grabengebiet. Dieses letztere System zeigt ein dreh-spiegelbildliches Verhalten zu demjenigen des Oberrheingrabens, indem es außer den, zwischen beiden Strukturen verbindenden, SW-NE-Brüchen noch schwache, aber deutlich erkennbare Bruchfortsätze nach Norden entsendet. Sie leiten zur „Lothringer Furche“ (M. LUCIUS, 1945) über, die eine vermittelnde Rolle zwischen Eifeler Nord-Süd-Zone und Rhône-Saône-Grabensystem ausübt. Betrachtet man diese Brüchen als eine — Nord-Süd verlaufende — unterdrückte tektonische Nebenzone zum Oberrheingraben, die praktisch zur Eifeler Nord-Süd-Zone überleitet, dann würde hier eine, durch ungleichwertige Bruchsysteme umgrenzte „Vogesenscholle“ entstehen. Sie wäre damit die südliche Fortsetzung der „Schiefergebirgs-Scholle“. Wie im kleineren Bild die Bruchzonen des Oberrheingrabens und der Hessischen Senke mit Eintritt in die Mitteldeutsche Schwelle sich unter Bildung von Zwischenschollen aufgliedern, spaltet sich auch die große, von Norden kommende westliche Grenzstufe Fennosarmatiens mit Annäherung an den varistischen Block auf. Diese Aufspaltung beginnt bereits in der kaledonisch konsolidierten paleuropäischen Scholle Norddeutschlands und zeigt in ihren südlichen Fortsetzungen in der varistischen Geosynklinale bereits deutliche fazielle Differenzierungen gegenüber den anderen Bereichen dieser Geosynklinale. Sie tritt trotz der starken varistischen Überfaltung und Versteifung postvaristisch immer deutlicher hervor. Dabei läßt sich allerdings nördlich der Mitteldeutschen Schwelle eine besonders kräftige Entwicklung im Mesozoikum erkennen, die im Cenoman weitgehend zum Ausklingen kommt, und nur im Tertiär, und in noch viel geringerem Maße im Quartär, schwache Nachklänge aufweist. Die Bruchzonen südlich der Mitteldeutschen Schwelle (namentlich Oberrheingraben und Rhône-Graben) haben dagegen ihre Hauptentwicklung im Tertiär und — abklingend — im Quartär.

Keine der einzelnen Zonen dieses „rheinischen“ Großbruchsystems hat ihr völliges Eigenleben, großtektonisch sind sie alle nur verständlich in ihrer gegenseitigen Beziehung und ihrer Einpassung in das Gesamtbild, selbst wenn sie im einzelnen in Erscheinungsform, Intensität und zeitlicher Aufgliederung noch so weit voneinander abweichen. Die Eifeler Nord-Süd-Zone ist nur ein Teiglied dieses Systems und zeigt, wie wir gesehen haben, viele wesentliche Unterschiede zu den anderen Teilbereichen, funktionell gesehen gliedert sie sich jedoch vollkommen in den Rahmen dieser großen, in manchen Räumen streng zusammengefaßten, in anderen Räumen auffasernden tektonischen Leitfuge ein. Sie ist, wie die übrigen Teilzonen, sowohl Abbild einer Trennfuge — und hat damit Grenzfunktionen —, als auch Verbindungsstraße zwischen paläogeographischen Großeinheiten — und hat damit Mittler-Eigenschaften.

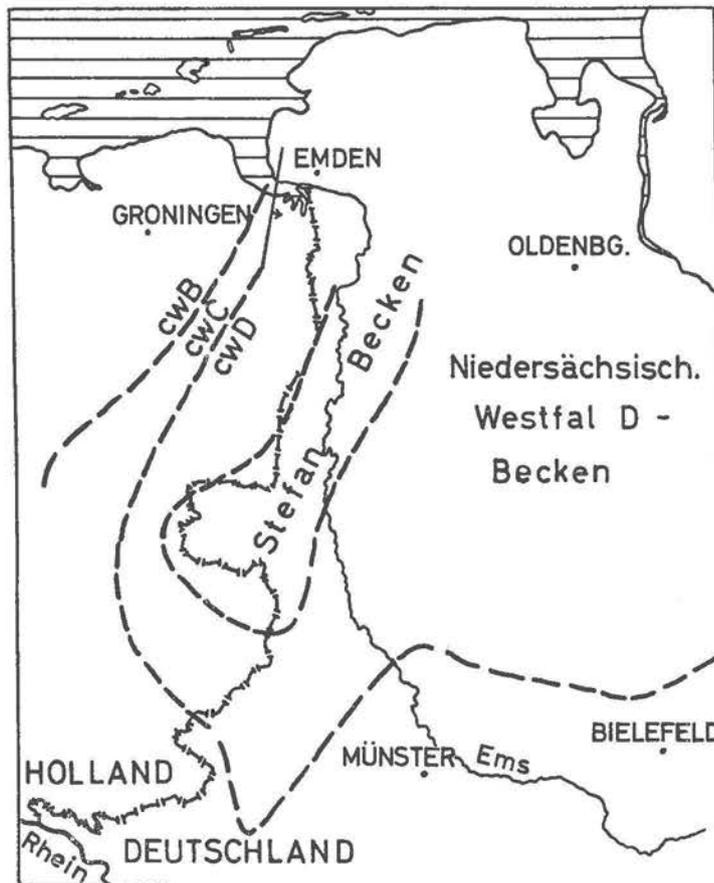


Abb. 7. Die Verteilung des Westfal B - D und des Stefans im Untergrund Osthollands und Nordwestdeutschlands (nach R. Teichmüller, 1962). cwB - D: Westfal B - D.

NACHTRAG ZU DER ARBEIT : H. MURAWSKI . . . Die Nord-Süd-Zone der Eifel und ihre nördliche Fortsetzung

Nach Abschluß dieser Arbeit (1962) erschien als zusammenfassende Darstellung innerhalb eines Symposiums über die subvariscische Saumsenke eine Arbeit von R. *TEICHMÜLLER* (Die Entwicklung der subvariscischen Saumsenke nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnis. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3, 3, S. 1237-1254, Krefeld 1962). Die dieser Arbeit beigegebene Tafel 2 enthält Angaben über die Verbreitung des Oberkarbons im deutsch-holländischen Grenzgebiet. Die nach R. *TEICHMÜLLER* von uns in das nachfolgende Kärtchen eingetragenen Grenzlinien lassen besonders für das *Stefan* einen Spezialbeckenbereich erkennen, der seiner Lage und dem Streichen der Beckenachse nach durchaus mit der Lage der mesozoischen „Niederrhein-Ems-Senke“ harmonisiert. Ein Vergleich mit der Abb. 4 und der Tafel 1 unserer Arbeit läßt diese erstaunliche Orts- und Richtungsbeständigkeit der vorgenannten Tiefenzone erkennen. Wahrscheinlich drückt sich auch in dem nördlichen Einschwingen der westlichen Beckengrenze des *Westfals B-D* im ostholländischen Raum bereits eine Beziehung zur vorgenannten SSW-NNE-Richtung aus. — Auch diese Bilder bestätigen in klarer Weise den Eindruck einer über-regionalen orts- und richtungsfixierten tektonischen Strukturzone.

LITERATUR

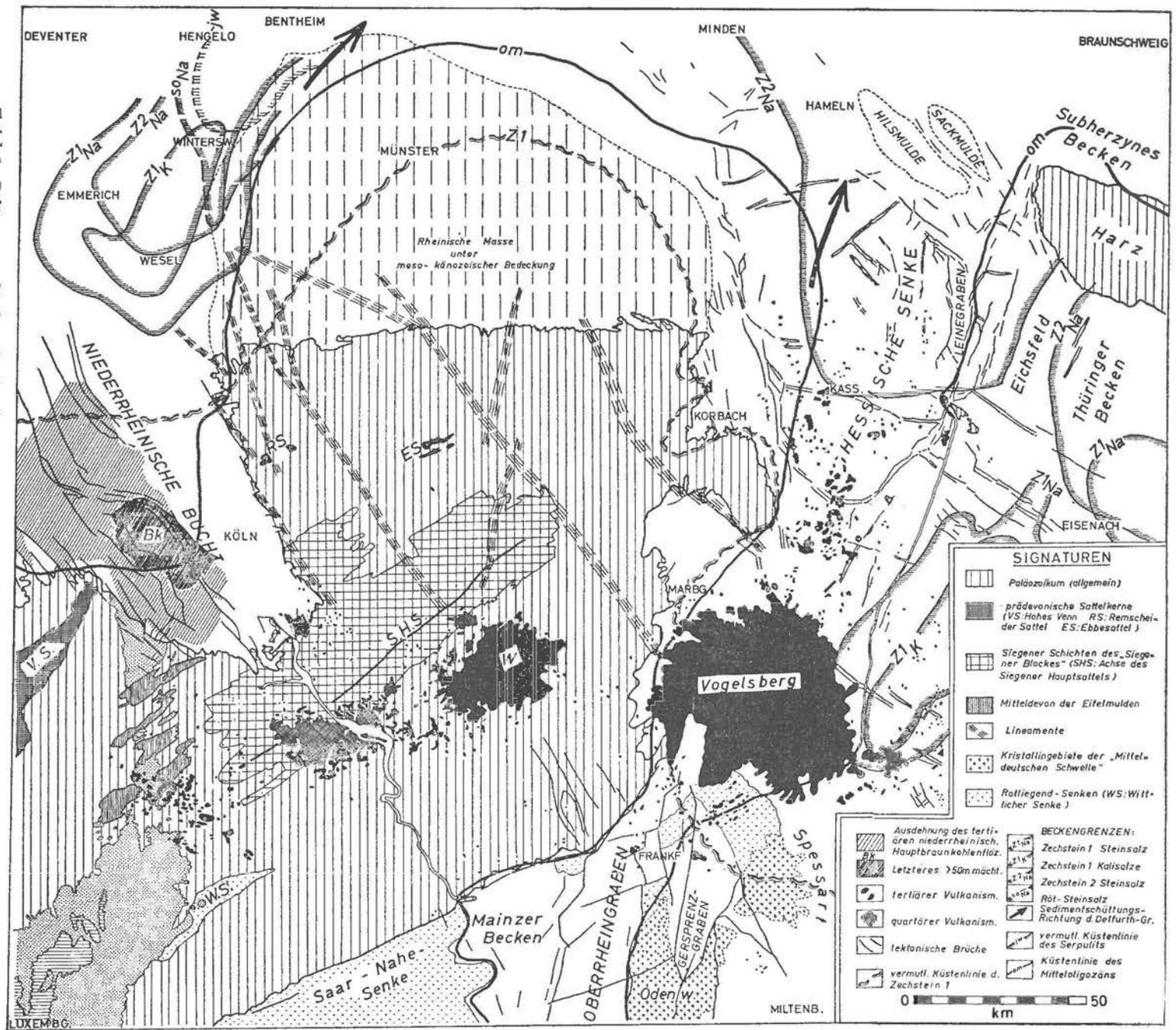
- AHORNER L. — Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 13, 24-105, Öhringen/Württbg. 1962.
- AHRENS W. — Die Lagerstätten nutzbarer Steine und Erden im Westerwald. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 112, 238-252, Hannover 1960.
- BOIGK H. — Ausbildung und Paläogeographie des Buntsandsteins im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht und seine Beziehungen zu benachbarten Gebieten. — Geol. Jb., 72, 347-366, Hannover 1956.
- BOIGK H. — Ergebnisse und Probleme stratigraphisch-paläogeographischer Untersuchungen im Buntsandstein Nordwestdeutschlands. — Geol. Jb., 78, 123-134, Hannover 1961.
- BRAUN F.J. & QUITZOW H.W. — Die erdgeschichtliche Entwicklung der niederrheinischen Landschaft. — Niederrhein. Jb., 5, Krefeld 1961.
- BRINKMANN R. — Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsandsteinbecken. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. (IV), 32, 1-12, Göttingen 1933.
- BRINKMANN R. — Lagerstättenstockwerke in den variszischen Massiven von West- und Südwestdeutschland. — Z. prakt. Geol., 43, 81-86, Halle 1935.
- CLOOS H. — Hebung — Spaltung — Vulkanismus. — Geol. Rundsch., 30, 405-527, Stuttg. 1939.
- DÜRBAUM H.J. & WOLFF W. — Das Schwerebild des südlichen Teiles der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 2, 387-407, Krefeld 1958.
- ELBERSKIRCH W. — Zur Tektonik der Trias der Eifelsenke. — Jb. Preuß. geol. L.A. f. 1937, 58, 37-81, Bln 1938.
- Emsland* — Zur Geologie des Emslandes. — Beiheft 37 zum Geol. Jb., Hannover 1960.
- FICKE B. — Petrologische Untersuchungen an tertiären basaltischen bis phonolithischen Vulkaniten der Rhön, insbesondere im Gebiet der Wasserkuppe. — Dissertation Würzburg, 1958.
- FLIEGEL G. — Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. — Abh. Preuß. geol. L.A., N.F., 92, 1-155, Berlin 1922.
- FRECHEN J. — Einführung zu den Exkursionen der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in das Siebengebirge und die Vulkaneifel während der 38. Jahrestagung vom 5.-12. September 1960 in Bonn. — Deutsche Mineralogische Gesellschaft 1960.
- FRICKE K. — Eine chemisch-geologische Karte der Mineralquellen Nordrhein-Westfalens. — Geol. Jb., 69, 491-500, Hannover 1954.
- FRICKE K. — Kohlensäurelinien und Basaltzonen in Ostwestfalen. — Heilbad u. Kurort, 7, Heft 5, 1-9, 1955.
- HECHT F., v. HELMS H. & KEHRER W. — Reflection-seismic exploration of Schleswig-Holstein, Germany, and its geological interpretation by well data. — Proc. IV. World Petrol. Congr., Rom 1956.
- HOPMANN M., FRECHEN J. & KNETSCH G. — Die Vulkanische Eifel. — 2. Aufl., Bonn 1959.
- JUX U. — Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., 110, 186-258, Stuttg. 1960.

- JUX U. — Zur Altersfrage und Paläogeographie der Nordeifeltrias. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 632-646, Stuttg. 1962.
- JUX U. & PFLUG H.D. — Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzkvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. — Abh. Hess. L. A. Bodenforschg., 27, Wiesbd. 1958.
- KNAPP G. — Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Hauptmuschelkalkes der Eifel. — Geol. Mitt., 2, 107-160, Aachen 1961.
- KNETSCH G. — Kohlensäure, Vulkane, Erzlagerstätten des Rheinischen Gebirges. — Geol. Rdsch., 30, 777-789, Stuttg. 1939.
- KNETSCH G. — Zur tektonischen Stellung des jungen Vulkanismus in Mittel-Europa. — Abh. Braunsch. Wiss. Ges., 2, 92-103, 1950.
- KNETSCH G. — Untersuchungen über die Tektonik im Grubenfeld von „Sophia Jacoba“ (Hückelhoven, Kr. Erkelenz) und ihre Beziehungen zur weiteren Umgebung. — Geol. Jb., 69, 611-624, Hannover 1954.
- KUBELLA K. — Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. — Abh. Hess. L. A. Bodenforschg., 3, 1-81, Wiesbd. 1951.
- KUTSCHER F. — Zur Erdmagnetik der Eifel-Senke. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 103, (f. 1951), 216-218, Hannover 1952.
- LÖGTERS H. — Paläogeographie, Tektonik und Erdölvorkommen im Emsland. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 102, 8-42, Hannover 1951.
- LUCIUS M. — Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten. — Veröff. Luxemb. Geol. L. A., I, Luxemburg 1937.
- LUCIUS M. — Die Luxemburger Minetteformation und die jüngeren Eisenerzbildungen unseres Landes. — Publ. Serv. Carte géolog. Luxembg., IV, Luxembg. 1945.
- LUCIUS M. — Das Oesling. — Publ. Serv. géolog. Luxembg., VI, Luxembg. 1950.
- LUCIUS M. — Übersicht über die Geologie Luxemburgs. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 103, (f. 1951) 178-208, Hannover 1952.
- MARTINI H.J. — Salzsättel und Deckgebirge. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 105 (f. 1953), 823-836, Hannover 1955.
- MURAWSKI H. — Exkursion zu den Basaltvorkommen westlich von Göttingen. — Fortschr. Min., 29/30., 92-93, 1950/51.
- MURAWSKI H. — Die Entwicklungsgeschichte des Jüngeren Tertiärs westlich des Leinetalgrabens. — Geol. Jb., 67, 495-528, Hannover 1953.
- MURAWSKI H. — Die tertiären Basaltvorkommen der Umgebung von Göttingen. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1956, 1-31, Stuttg. 1956.
- MURAWSKI H. — Das Zeitproblem bei der Tektognese eines Großgrabensystems. — Notizbl. Hess. L. A. Bodenforschg., 88, 294-342, Wiesbd. 1960.
- PANNEKOEK A.J. und andere Autoren — Geologische Geschiedenis van Nederland. — s'Gravenhage, 1956.
- PHILIPP W. — Die Juratröge im nordwestdeutschen Tiefland. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1954, 440-447, Stuttg. 1955.
- PICARD K. — Sedimentationsverhältnisse des Hauptbuntsandsteins in der Bucht von Mechernich-Nideggen. — Geol. Jb., 64, 331-347, Hannover 1950.

- PILGER A. — Lineamente im Ruhrkarbon. — Geol. Jb., 71, 395-404, Hannover 1955.
- PILGER A. — Über den Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges und Ruhrgebietes. — Geol. Rundsch., 46, 197-212, Stuttg. 1957.
- PILGER A. — Das Ruhrgebiet als Erzprovinz. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 110, 445-447, Hannover 1959.
- PRANGE W. — Tektonik und Sedimentation in den Deckschichten des Niederrheinischen Hauptbraunkohlenflözes in der Ville. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 2, 651-682, Krefeld 1958.
- QUITZOW H.W. — Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4, 389-400, Krefeld 1959.
- QUITZOW H.W. & VAHLENSIECK O. — Über pleistozäne Gebirgsbildung und rezente Krustenbewegungen in der Niederrheinischen Bucht. — Geol. Rdsch., 43, 56-57, Stuttg. 1955.
- REICH H. — Ergebnisse regional-magnetischer Forschung in der Eifel. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 83 (f. 1931), 646-653, Bln. 1932.
- REICH H. — Die geophysikalische Erforschung Nordwestdeutschlands 1932-1947, ein Überblick. Erdöl u. Tektonik in Nordwestdeutschld., Hannover/Celle 1949.
- RICHTER-BERNBURG G. — Der Zechstein zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge (Exkursionsbericht). — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 105, 876-899, Hannover 1955.
- RICHTER-BERNBURG G. & SCHOTT W. — Die nordwestdeutschen Salzstöcke und ihre Bedeutung für die Bildung von Erdöl-Lagerstätten. — Erdöl u. Kohle, 12, 294-303, Hannover 1959.
- ROLL A. — Die strukturelle Entwicklung und die Geschichte der Salzstockbildung im Hannoverischen Becken. — Erdöl u. Tektonik in Nordwestdtschld., 69-90, Hannover 1949.
- SCHENK E. — Die Tektonik der mitteldevonischen Kalkmuldenzone in der Eifel. — Jb. Preuß. Geol. L. A. f. 1937, 58, 1-36, Bln. 1938.
- SCHOTT W. — Der obere Weiße Jura und die tiefste Unterkreide im Deutsch-Holländischen Grenzgebiet. — Geol. Jb., 65, 213-270, Hannover 1950.
- SCHRÖDER E. — Die Trierer Bucht als Teilstück der Eifeler Nord-Süd-Zone. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 103, 209-215, Hannover 1952.
- SCHRÖDER E. — Die Paläogeographie des Mittleren Buntsandsteins bei Mechernich/Eifel. — Geol. Jb., 69, 417-428, Hannover 1954.
- SCHRÖDER E., SCHMIDT Wo. & QUITZOW H.W. — Geologische Heimatkunde des Dürener Landes. — Düren 1956.
- SCHUMANN W. — Erdmagnetische Anomalien in Europa und ihre Beziehungen zu den geologischen Verhältnissen. — Abh. Geophys. Inst. Potsdam, 14, Bln. 1949.
- SCHWARZBACH M. — Der junge Vulkanismus in den Rheinlanden. — Festschr. z. XXXIII. Deutsch. Geographentag v. 22.-26.5.1961 in Köln. — Wiesbd. 1961.
- SHOU-CHANG CHANG — Zur Lage der Faltenachsen im Rheinischen Gebirge. — Geol. Rundsch., 31, 208-226, Stuttg. 1940.
- SINDOWSKI K.-H. — Schüttungsrichtungen und Mineral-Provinzen im westdeutschen Buntsandstein. — Geol. Jb., 73, 277-294, Hannover 1957.

- STILLE H. — Rheinische Gebirgsbildung im Kristianiagebiete und in Westdeutschland. — Abh. Preuß. Geol. L. A., N. F., 95, 110-132, Bln. 1923/25.
- STILLE H. — Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — Berlin 1924.
- STILLE H. — Betrachtungen zum Werden des europäischen Kontinents. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 97, 7-29, Bln. 1947.
- TEICHMÜLLER R. — Ein Querschnitt durch den Südteil des Niederrheinischen Zechsteinbeckens. — Geol. Jb., 73, 39-50, Hannover 1957.
- TEICHMÜLLER R. — Die Niederrheinische Braunkohlenformation. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 1/2, 721-750, Krefeld 1958.
- TEICHMÜLLER M. & R. — Zur Fazies und Metarmorphose der „Kohlen“ im Devon des Rheinischen Schiefergebirges. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 103 (f. 1951), 219-232, Hannover 1952.
- VOIGT E. — Das Norddeutsch-Baltische Flachland im Rahmen des europäischen Schollenmosaiks. — Mitt. Geol. Staatsinst., 23, 18-37, Hambg. 1954.
- WEBER H. — Der geologische Bau des Untergrundes von Schleswig-Holstein und seine Erdöllagerstätten. — Kiel 1957.
- WOLBURG J. — Ein Querschnitt durch den Nordteil des Niederrheinischen Zechsteinbeckens. — Geol. Jb., 73, 7-38, Hannover 1957.
- WOLBURG J. — Sedimentations-Zyklen und Stratigraphie des Buntsandsteins in Nordwestdeutschland. — Geotekt. Forsch., 14, 7-74, Stuttg. 1961.
- WUNDERLICH H.G. — Liefergebiete und Schüttungsrichtungen des mitteldeutschen Buntsandsteins nach Maßgabe der Schwermineralführung. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1957, 123-143, Stuttg. 1957.
- v. ZWERGER R. — Der tiefere Untergrund des westlichen Peribaltikums. — Abh. geol. L. A., N. F., 210, Bln. 1948.

Tafel I. Paläogeographische Strukturkarte. — Signaturen für das Mesozoikum der Nord-Süd-Zone der Eifel: eng punktiert = Trias, horizontal schraffiert = Jura.



0 50 km

Geologische Erkundung im Lempa-Becken, El Salvador

von K. RODE, Aachen

Geologische Erkundung im Lempa-Becken, El Salvador

mit 9 Abbildungen

von K. RODE, Aachen

Nicht ohne Zögern lasse ich den nachfolgenden Beitrag in die Gedächtnisschrift für meinen hochverehrten Kollegen *Dr. LUCIUS* aufnehmen ; denn es handelt sich um einen Werkstattbericht, also um wenig mehr als eine vorläufige Mitteilung über ein sachlich wie räumlich fernliegendes Gebiet. Schließlich hat aber die Erinnerung an den welterfahrenen Meister der Geologie seines kleinen Landes den Ausschlag gegeben. Bei der immer wieder gern gewährten Führung der Exkursionen Aachener Studenten in Luxemburg hat er soviel Weisheit, Geduld und Heiterkeit bewiesen, daß ich seines freundlichen Verständnisses für meine wissenschaftliche Bemühung sicher zu sein glaube.

Die Untersuchungen, die diesem im Frühjahr 1963 abgeschlossenen Beitrag zugrunde liegen, wurden ermöglicht durch die großzügige Gastfreundschaft des Instituto Tropical de Investigaciones Cientificas der Universität von El Salvador und durch die finanzielle Hilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen. Die Arbeit wurde auch gefördert durch den Servicio Geologico Nacional von El Salvador. Den genannten Körperschaften wird hiermit aufrichtig Dank gesagt.

ZUSAMMENFASSUNG.

Die ca. 550 km² deckende Terrassenlandschaft des Mittellaufs des Flusses Lempa ist das größte intermontane Becken von El Salvador. Die Vulkanite seiner Umgebung und der im Becken aufragenden „Berginseln“ sind teils älter, teils jünger als die sedimentäre Beckenfüllung. Diese besteht aus einer hauptsächlich lakustrinen älteren und einer fast ausschließlich fluviatilen oberen Serie.

Eine Diskordanz trennt beide Serien. Die geneigte Lagerung der lakustrinen Schichten ist in einem beträchtlichen Umfang primär. Außerdem sind tektonische Lagerungsstörungen nachgewiesen. Von den Terrassen sind die ausgedehntesten nicht durch Aufschotterung, sondern durch Denudation entstanden. Für die Einweisung der ganzen Beckengeschichte in das Quartär gibt es vorerst nur Analogiegründe.

RÉSUMÉ.

L'ensemble des terrasses du cours moyen du fleuve Lempa, avec une étendue de 550 km² environ, constitue le plus large bassin intérieur des montagnes d'El Salvador. Les roches volcaniques, qui se rencontrent dans les alentours et qui forment des élévations isolées à l'intérieur du bassin, sont ou bien plus âgées ou bien plus récentes que les dépôts sédimentaires du bassin.

Ces dépôts sont constitués de deux séries dont la plus âgée, représentée par les sédiments d'un milieu lacustre, est recouverte en discordance de stratification par une série plus jeune, composée essentiellement de sédiments fluviaux.

Bien que des dislocations tectoniques aient eu lieu, la stratification inclinée des couches lacustres est en majeure partie d'origine primaire. Le modulé des terrasses les plus étendues est dû à une dénudation différentielle.

Il n'y a pour le moment que des motifs d'analogie pour situer l'entière trame des événements décrits dans le quaternaire.

RUSUMEN.

El terreno compuesto de terrazas a lo largo del cauce medio del río Lempa cubre unos 550 km cuadrados, constituyendo así la cuenca sedimentaria de mayor extensión en El Salvador. Las vulcanitas circundantes y aquellas que afloran como montículos dentro de la cuenca son en parte más antiguas — y por otra más jóvenes en edad geológica que los mismos sedimentos de la cuenca. Los sedimentos de la cuenca están integrados por dos series, la más antigua de ellas siendo principalmente de origen lacustre — mientras la más joven se sobrepone con sedimentos en su totalidad de origen fluvial. Una discordancia separa las dos series. El buzamiento presente en los sedimentos lacustres es en considerable proporción primario, además se ha probado la existencia de fallas tectónicas. Las terrazas de mayor extensión son resultado de una denudación y no de la deposición de gravas. Por el momento solo existen motivos analógicos para incluir los sedimentos de la cuenca del río Lempa en el Cuaternario.

GEOGRAPHISCHE UND METHODISCHE EINFÜHRUNG.

El Salvador, mit ca. 20 000 km² Flächenraum, die kleinste der mittelamerikanischen Republiken, hat nur im äußersten NW mit der Metapán-Serie — marinen und kontinentalen Sedimenten der Jura- und Kreidezeit — Anteil an dem Ost-West streichenden Faltengebirge von Guatemala — Honduras und damit am kontinentalen Sockel der heutigen Festlandbrücke. Sonst wird das ganze Land ausschließlich von tertiären und jüngeren Magmatiten, ganz überwiegend effusiver und eruptiver Natur, und deren Abtragungsprodukten aufgebaut. Der pazifischen Küste folgt in einigem Abstand die bekannte Reihe tätiger oder gerade ruhender Vulkane, die von Guatemala bis Panama sich über 1 400 km dahinzieht. Auch nördlich dieser Vulkanreihe gibt es rezente oder jedenfalls sehr junge Vulkane.

Die bisherigen geologischen Untersuchungen fanden kürzlich zusammenfassende Auswertung durch GIERLOFF-EMDEN (1958), MEYER-ABICH (1960) und R. WEYL (1961). Für das Lempa-Becken bringt nur das Kapitel über „Pleistozäne lakustre Sedimente,

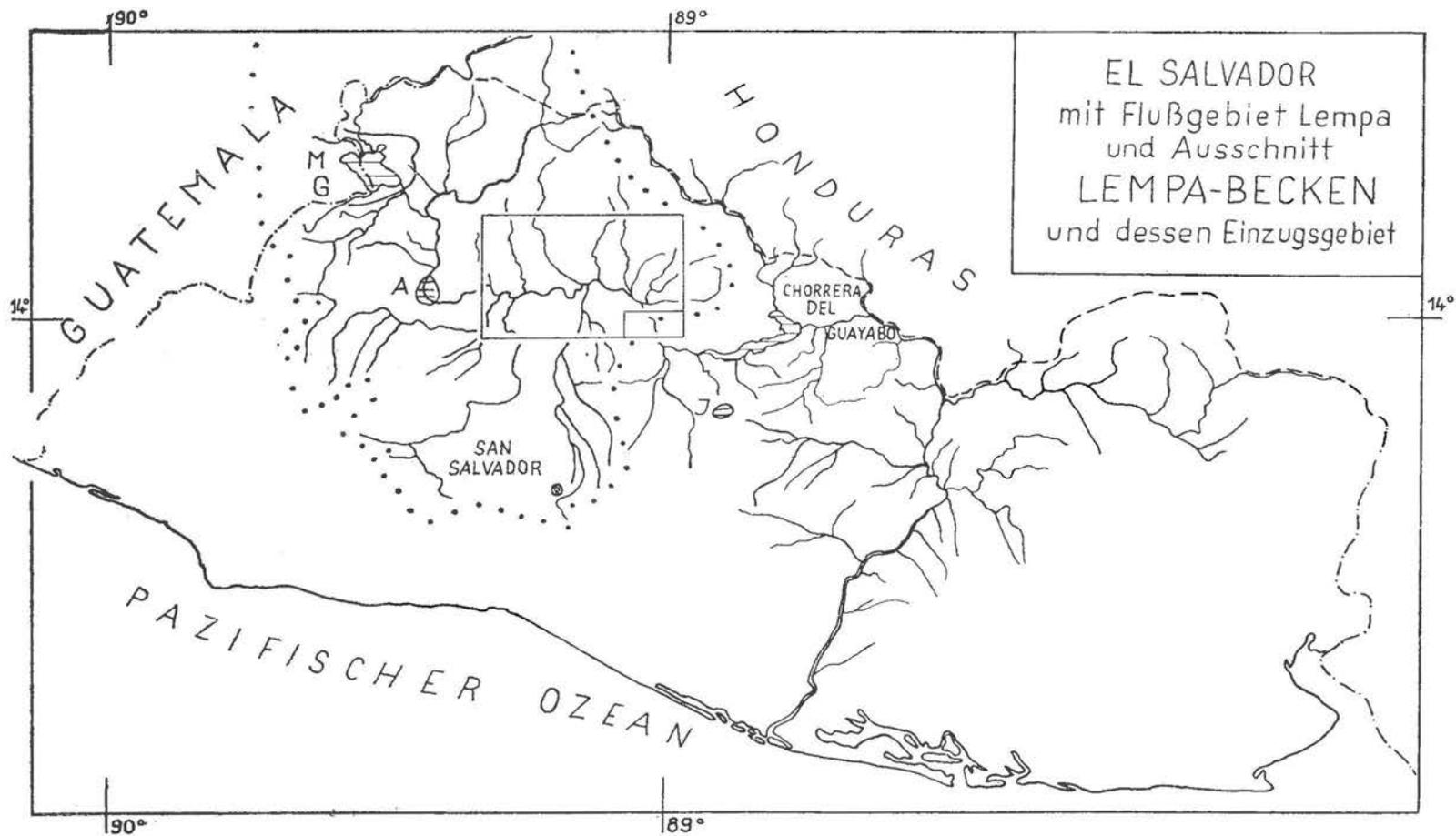


Abb. 1. Übersichtsskizze von El Salvador mit Ausschnitt Lempa-Becken. Gewässernetz nach Gierloff-Emden (1958). — Weitere intermontane Becken: MG = Metapan und Guija, A = Apoyos, I = Ilobasco; Stausee der Talsperre Chorrera del Guayabo.

S. 111-115 im Beitrag von MEYER-ABICH konkrete Angaben. Die Verbreitung der von ihm bereits 1953/54 benannten und beschriebenen „Los Aguilares Schichten“ deckt sich in großen Zügen etwa mit dem Lempa-Becken meiner Definition. Im Ablagerungsraum war „ein junger Binnensee von großen Ausmaßen . . . beiderseits des Rio Lempa westlich des Vulkans „Guazapa“ (a.a.O. S. 112). Er erstreckt sich auch nach Osten bis Chalatenango und bei Einbeziehung der „San Francisco Lempa Schichten“ (MEYER-ABICH) möglicherweise erheblich weiter nach SE.

„Im Pleistozän hat in El Salvador eine große Anzahl von Binnenseen bestanden, wie die an vielen Stellen im Lande anzutreffenden Ablagerungen von Diatomeenerde und anderen lakustren Sedimenten beweisen. Eine Übersicht über alle bis heute bekannten Sedimente dieser Art wird hiermit erstmalig gegeben, genaue Detailstudien der einzelnen Lokalitäten stehen noch aus.“ (a.a.O. S. 111).

Damit ist die wissenschaftliche Ausgangslage meiner Untersuchungen gegeben. Eine systematische Feldarbeit hat also noch nicht stattgefunden. Nach Lage der Dinge mußte demnach auch meine Arbeitsweise noch eine Erkundung ohne spezifische Fragestellung sein. Die jeweiligen Erkundungsergebnisse bestimmten die weitere planende Überlegung. Dabei ging es nicht ohne falsche Folgerungen und Überraschungen ab, indem diese jene zu erkennen und zu korrigieren zwangen. Die Schilderung der Irrwege und Umwege, die gefahren und gegangen, gekrochen und geflogen werden mußten, bis sich ein hinreichend allgemeines, wenn auch nicht völlig widerspruchsfreies Bild der Verhältnisse entwickelte, gehört aber nicht in diesen Bericht. Wichtig für die Arbeit war, daß ich im Gelände stets von einem, zeitweise zwei Studenten der Geologie begleitet wurde, die sich nicht nur als Gehilfen bei der technischen Aufnahme der Aufschlüsse, sondern auch als Gesprächspartner bei deren Einordnung und Korrelierung bewährten.

Die Geländearbeit wurde nicht nur gefördert, sondern in der tatsächlich durchgeführten Form erst ermöglicht durch eine vorzügliche topographische Kartenunterlage, nämlich die erst 1960 erschienenen Blätter Nueva Concepción, Pico und Suchitoto der Karte 1 : 50 000 der Republik El Salvador und östlich daran anschließend das Blatt Chalatenango der behelfsmäßigen Ausgabe 1 : 20 000.

Das aerophotogrammetrisch erstellte Kartenwerk erwies sich besonders hinsichtlich der Geländeformen als sehr zuverlässig, gewährte also mehr als Wegeplanung und rasche Orientierung im Gelände, nämlich morphologische Extrapolation in schwer zugängliche oder tatsächlich nicht erreichbare Räume hinein.

Die Kartenunterlage reizte auch zur verhältnismäßig großmaßstäblichen Kartendarstellung des Befundes — Abb. 2. — Zwar decken unsere ca. 420 Beobachtungsorte *alle Teile* des ca. 550 km² großen Arbeitsgebietes. Aber von einer gleichmäßigen Verteilung kann keine Rede sein. Überhaupt ist nur ein Bruchteil der vorhandenen Aufschlußflächen tatsächlich erfaßt. Denn diese steckt ganz überwiegend in den steil, vielfach senkrecht eingeschnittenen Schluchten der Wasserläufe. Was hier die Erosion dem Geologen bietet, wird ihm leider durch das Überangebot von Vegetation wieder vorenthalten. Wenn man viel Zeit oder ein ganz bestimmtes Ziel vor sich hat, so kann man sich natürlich mit dem landesüblichen Buschmesser durchschlagen. Nach einigen derartigen Versuchen „laufender“ Erkundung entlang den in der topographischen Karte so vielversprechenden Wasserläufen im

Tempo von günstigstenfalls 1 km/Stunde beschränkten wir uns auf die Aufsuchung wahrscheinlich guter Aufschlußpunkte, besonders von Prallhängen, und ließen uns dabei gern und mit bestem Erfolg von ortskundigen jungen Burschen auf kaum sichtbaren Trampelpfaden führen. Ihrer unschätzbaren Hilfe sei gedankt.

Das heißt aber, daß kilometerlange Aufschlußreihen nicht besucht wurden und wohl auch unbesucht bleiben werden, falls nicht später einmal Spezialarbeiten mit bestimmter Fragestellung und mindestens im Maßstab 1 : 20 000 in Angriff genommen werden sollten. Die vorhandenen Kartenunterlagen würden das ohne weiteres gestatten !

Andererseits haben wir vollständige Aufschlüsse bis über 30 m Höhe mit Horizontglas und Bandmaß aufgenommen und im Maßstab 1 : 500 bis 1 : 50 aufgezeichnet. Unsere Aufschlußkarte enthält ca. 80 solcher „großen“ Profile. Diese bieten wesentlich mehr Stoff, als wir im Rahmen unserer Ersterkundung erkenntnismäßig bewältigen können. Deshalb wurde bewußt, wenn auch mit Bedauern, auf den Versuch verzichtet, die Beckenfüllung in der Kartenübersicht differenziert darzustellen. Verzeichnet ist in erster Linie die **Grenze zwischen Beckenfüllung und Beckenrand**. Wie problematisch diese Grenze im Laufe der Untersuchungen wenigstens streckenweise geworden ist, wird noch darzulegen sein. Darüber hinaus wurde die im Gelände weithin sichtbare Stirn der **Hochterrasse** und der **Mittelterrasse** stark vereinfacht eingezeichnet.

Ein Wort zu den sogenannten „Störungslinien“ ! Es wird später von der jungen Tektonik unseres Gebietes zu berichten sein, die nach einem anfänglichen Irrtum (siehe weiter unten) sich gegen die rein exogene Deutung des Sachverhalts wieder durchsetzte. Aber was wir von der Tektonik **wissen**, hat mit den angebotenen Störungslinien wenig zu tun. Diese sind fast ausschließlich aus morphologischen Beobachtungen und aus dem daran mehrfach geeichten Kartenstudium **abgeleitet**, und sie beanspruchen vorläufig nur, als Elemente einer „natürlichen Geländeordnung“ zu gelten. Wenn es außer den beobachteten Verwerfungen mit Sprunghöhen bis zu einigen m solche mit größerer Sprunghöhe gibt, was nach dem Stand der Forschung in anderen Teilen des Landes wahrscheinlich ist, dann sollten sie an den angegebenen Orten und mit der angegebenen Richtung zu finden sein.

Trotz der angedeuteten methodischen Bedenken schien es mir gleichwohl nützlich zu sein, eine rohe Skizze mit ihrem Über- und Untertreibungen zu riskieren. Sonst müßte darauf verzichtet werden, dem etwa interessierten Leser eine Anschauung von dem Gesamtbild zu liefern, das dem ortskundigen Bearbeiter zur Zeit immerhin vorschwebt.

Berücksichtigt man zudem, daß die bisher veröffentlichten geologischen Übersichten des ganzen Landes in den Arbeiten der eingangs erwähnten Autoren sich maßstäblich zwischen 1 : 750 000 und 1 : 1,8 Millionen halten, und sich hinsichtlich unseres Arbeitsgebietes nicht nur innerhalb der Toleranz des Maßstabes unterscheiden, so wird man die hier vorgelegte Darstellung ungeachtet ihrer Schwächen und Lücken doch als einen gewissen Fortschritt gelten lassen.

ORTSLAGE UND OBERFLÄCHENGESTALT

Das Lempa-Becken wird in erster Annäherung definiert als das zusammenhängende Tiefland, das sich beiderseits des West-Ost verlaufenden Mittelabschnitts des Lempa-

Flusses zwischen den Gebirgsabschnitten oberstrom und unterstrom ausbreitet. Die geographischen Koordinaten sind :

88° 56 Min. bis 89° 19 Min. westlich Grenwich und

13° 52 Min. bis 14° 10 Min. nördlicher Breite.

Aus der geographischen Lage und der verhältnismäßig geringen Höhe von 210 bis 380 m ergibt sich die Zugehörigkeit zur sogenannten „tierra caliente“. Das Klima ist ferner gekennzeichnet durch den Wechsel zwischen nahezu absoluter Trockenzeit von Dezember bis März und der Regenzeit der Sommermonate mit einer durchschnittlichen Niederschlagsmenge von 1600—1700 mm/Jahr. Zur ursprünglichen Vegetation, soweit außerhalb der Schluchten noch vorhanden, gehören die Charakterpflanzen der trockenen Savanne.

Im SW, W, N und E markiert sich die Beckengrenze als scharfer konkaver Gefällsknick, jenseits dessen das Gelände gebirgig ansteigt. Im S ist die Grenze offen oder jedenfalls schwierig zu lokalisieren. Geologisch wird das Becken gekennzeichnet durch überwiegend lockere Sedimente verschiedener Art. Untergrund und Randgebirge bestehen ausschließlich aus Magmatiten. Geologische und morphologische Grenzen fallen nicht überall zusammen.

Morphologie, d. h. Verstehen der Geländeform, setzt zweifellos Kenntnis von Stoff und Bau voraus. Doch bietet die Geländeform dem Betrachter sich zuerst und vollständig, nämlich flächenhaft und körperlich an, während der geologischen Betrachtung einzelne Aufschlußorte von vergleichsweise begrenzter Ausdehnung erst nacheinander zugänglich werden.

Ich stelle deshalb den im engeren Sinne geologischen Mitteilungen eine möglichst unvoreingenommene Beschreibung der Geländeform als **Morphographie** voraus. Dabei vermeide ich morphologische Interpretation nicht, soweit sie im gegebenen Rahmen evident ist. Die Erörterung morphologischer **Probleme** erfolgt im Zusammenhang mit der geologischen Beobachtung und Argumentation.

Das Gelände des Beckens stellt sich dem Beschauer dar als eine mehrfach abgestufte Ebene, in die der Lempafluß und seine Nebenflüsse einschließlich einiger ganz unbedeutender episodischer Wasserläufe — „quebradas“ — mit schluchtartigen Steilformen einschneiden. Diese sind der Ort derzeitiger Erosion, jene ist Erzeugnis und Erbe der eigentlichen Beckengeschichte und unterliegt z. Zt. dem Abbau. Die Ebene wird von isolierten Hügeln und Kuppen überragt und mit Ausnahme der besonderen Verhältnisse im S von Gebirgen begrenzt.

Unsere Bestandsaufnahme beginnt mit den Arbeitsformen der gegenwärtigen Erosion, also dem Lempa-Fluß und seinen Zuflüssen. Für die Planung der einzigen großen Talsperre der Republik bei Chorrera del Guayabo, 31 km unterstrom des Flußaustritts aus dem Becken, sind umfangreiche Vermessungen ausgeführt worden, deren wesentliche Ergebnisse **GIERLOFF-EMDEN** (a.a.O. S. 71-81) mitteilt. Hieraus werden folgende Zahlenwerte entnommen bzw. errechnet. Von der Länge des Lempa-Flusses = 350 km, kommen 49 km (= 14 %) auf das Lempa-Becken. Von dem gesamten Einzugsgebiet von 18 243 km², das

auch Teile von Guatemala und Honduras einnimmt, gewinnt der Fluß 3 435 km² (= 19 ‰) innerhalb des Lempa-Beckens. Dessen Sonderstellung kommt schon in dieser relativen Häufung von Zuflüssen zum Ausdruck, wie sie auch ein Blick auf die Skizze des Gewässernetzes erkennen läßt (Abb. 1).

Das Längsprofil des Hauptflusses erfährt innerhalb des Beckens keine systematische Veränderung. Das Gefälle schwankt in geringem Maße um 1 ‰, ist aber im einzelnen ziemlich unausgeglichen. Das Querprofil verändert sich mehrfach und rasch. Enge Schluchten und breites Schotterbett mit gelegentlichen Stromschnellen lösen einander ab. Der Fluß ist deshalb über längere Laufstrecken weder gangbar noch schiffbar, dagegen werden bei Niedrigwasser zahlreiche Furten von Menschen und bespannten Fahrzeugen benutzt. Bei Hochwasser gibt es nur den einen Brückenübergang im Zuge der Carretera Troncal del Norte ziemlich genau in der Mitte des Beckens. Die Nebenflüsse stellen bei Niedrigwasser keine Hindernisse dar. Die genauere Vermessung ihres Längsprofils würde sicher noch einige interessante Tatsachen ans Licht bringen. Bei unseren Erkundungen entdeckten wir mehrfach Wasserfälle zwischen 3 und 10 m Höhe, die nur z. T. aus der örtlichen Gesteinsbeschaffenheit zu erklären sind.

Unser eigener Befund im Flußbett belehrte uns darüber, daß bei jedem normalen Hochwasser die gesamte Geschiebefracht mit Korndurchmessern bis über 16 cm in Bewegung geraten muß, und daß Blöcke von mehreren m³ Rauminhalt in der geologischen Gegenwart, also bei Katastrophenhochwässern (z.B. Juni 1934 : Abfluß 17 000 m³/Sek.!) bewegt werden. Die größten Blöcke im Flußbett bestehen merkwürdigerweise nicht aus den im Einzugsgebiet allenthalben verfügbaren festen Erstarrungsgesteinen, sondern aus Tuffen oder gar aus weichem Schlamm sediment der Beckenfüllung. Wie derartiges Material Transportwege auch nur von einigen 100 m in einem reißenden Gewässer und in Gegenwart wandernder Hartgesteine übersteht, ist schwer zu begreifen. Floßtransport durch Bäume kommt als Hilfsmittel in Betracht, ohne meines Erachtens das Problem zu lösen.

Die **rezenten Schotter sind „bunt“**. Sie führen neben den absolut vorherrschenden Vulkaniten mit einem gewissen Übergewicht andesitischer Gesteine auch saure und intermediäre Tiefengesteine, kristalline Schiefer, Gangquarz und Quarzit. Typischen Kalkstein der Metapan-Serie haben wir vergeblich gesucht. Die Rundung der Geschiebe ist gut bis vollkommen.

Das Flußbett begleiten abschnittsweise, also mit beträchtlichen Unterbrechungen, örtlich ausgedehnte Terrassen mit 3 — ca. 8 m Randhöhe, deren Schotterbestand sich nicht erkennbar von dem der heutigen Flüsse unterscheidet : Flut- und Niederterrasse.

Die **Mittelterrasse** nimmt über die Hälfte des gesamten Beckengebietes ein und bildet die ausgeprägtesten, meist vertikalen Uferländer der Flüsse. Am Lempa selbst erreicht sie folgende Höhen :

Im West-Teil, etwa oberhalb der Einmündung des Metayate 14-18 m, in der Mitte bis 26 m und im Osten, etwa unterhalb des Rio Grande wieder 18-10 m. Ihr westöstliches Gefälle läuft also dem des Hauptflusses annähernd parallel. Die Neigung zum Fluß beträgt jeweils über mehrere km gemessen im W 7 ‰, im Mittelabschnitt 4,7-5,6 ‰ und im Osten 9-10 ‰. Besonders auffallend ist ihre geradezu tischebene Oberfläche, die zwischen den scharf begrenzten Talschluchten über jeweils mehrere km² anhält.

Die **Hochterrassen** sind im scharfen Gegensatz zur Mittelterrasse uneinheitlich und sehr ungleich verbreitet. Im Ostteil des Beckens beherrschen sie das Landschaftsbild. Hier erheben sich ihre glatten Steilhänge mit Böschungswinkeln zwischen 25° und 45° bis 40 m über die Mittelterrasse. Diese relative Höhe vermindert sich nach W und S. Im Mittelabschnitt bilden sie nur noch unscharf begrenzte Schwellen und Rücken von 5-10 m Höhe. Auch diese verschwinden im West-Teil des Beckens fast völlig. Ihre Oberfläche ist nirgends ganz eben, sondern zeigt Spuren kräftiger Erosion, der ja auch die heutige Aufteilung in leidlich geschlossene Areale mit guirlandenförmigen Rändern und weit entfernten Reststücken zu danken ist.

Andererseits setzt sich die Oberfläche der Hochterrasse besonders im Osten über das Verbreitungsgebiet aller Beckensedimente hinaus km-weit als reine Denudationsform in das Randgebirge fort. Schließlich gibt es auch noch Lavadecken im Niveau der Hochterrasse.

So sehr das Becken durch seine Ebenen gekennzeichnet ist, so enthält es doch außer den negativen auch positive Steilformen. Es handelt sich um isolierte Hügel, Berge, Kuppen und Kegel, also Erhebungen verschiedener Größe und verschiedener Gestalt, die zudem fast stets einen geschlossenen Baumbestand tragen, was sie gegenüber der mehr oder minder offenen Landschaft der Umgebung noch scheinbar überhört. Um einen bekannten und genetisch festgelegten Begriff nicht zu mißbrauchen, wollen wir sie „**Berginseln**“ nennen. Die Dimensionen dieser Gebilde liegen in den Bereichen 3 000 m² und 1,5 km² Grundfläche und 40-130 m relativer Höhe.

Die **Gebirge jenseits des Randes** bzw. in der näheren Umgebung des Beckens lassen sich selbst bei oberflächlichster Betrachtung nicht als Einheit beschreiben. Wir unterscheiden :

1. das isolierte Guazapa-Gebirge im Süden mit Gipfelhöhen über 1400 m ;
2. das „Hochgebirge“ im Norden, das jenseits einer wenigstens bei Fernbeobachtung ausgeprägten Stufe mit Gipfelhöhen von 800 bis über 1200 m das
3. „Vorgebirge“ mit einer leidlich ausgeprägten Gipfelflur von 400-600 m Höhe überragt.

Jenseits des Westrandes des Beckens erheben sich :

4. zwei Kuppeln von fast kreisrundem Grundriß und ideal konvexer Hangform mit fast genau gleichen Höhen von 746 und 760 m. Die nördliche wird allerdings noch von einem etwas exzentrisch gelegenen Kegel um 30 m überragt.
5. Isolierte Kegel dieser Art verzieren und modifizieren auch sonst das Randgebirge, besonders im Süd-Osten und Süd-Westen, wo diese Gebilde gesellig auftreten und vom Randgebirge in das Becken überzugreifen scheinen bzw. umgekehrt. Ein Teil dieser Kegel besitzt Krateröffnungen oder andere Merkmale junger Vulkantätigkeit. Sie bestehen ausnahmslos aus vulkanischen Gesteinen.

DIE VULKANITE

R. WEYL unterscheidet — besonders fußend auf den neuesten Spezialuntersuchungen von F. DÜRR (1960) und W.H. GREBE (1963) — in der Umgebung des Lempa-Beckens wie überhaupt im Lande folgende Magmatite (WEYL 1961, Abb. 42 und S. 100-115) :

1. „jüngste tertiäre vulkanische Gesteine“ — „Schichten von Guazapa“ nach DÜRR — auf Abb. 42 : Guazapa mit seinen Lavadecken bis annähernd an den Lempa-Fluß reichend und ein Komplex im NW, der die oben erwähnten Kuppeln einschließt.
2. „Pliozäne (?) vulkanische Gesteine“ = „Balsam-Schichten“ nach DÜRR — auf Abb. 42 alles außerhalb des „Alluviums“ südlich und westlich des Lempa.
3. „Intrusivgesteine“ — betrifft die Vorkommen von Alkali-Kalkgranit mit Aplitgängen in der Gegend von Dulce Nombre de Maria — im nachgewiesenen Kontaktverband mit 4.
4. „Präpliozäne (?) vulkanische Gesteine“ = „Schichten von Chalatenango“ nach DÜRR auf Abb. 42 — alles östlich und nördlich des Lempa.

Wir stellen nun dieser regional wohl begründeten Gliederung die eigenen lokalen Beobachtungen gegenüber :

Wo die **Basis der Beckensedimente**, sei es am Rand, sei es im Becken selbst, aufgeschlossen ist, finden wir Vulkanite oder Agglomerate, meist tief verwittert, ausnahmsweise auch frisch. Es handelt sich meistens um andesitische oder dazitische Gesteine, die im ganzen nördlichen, nordöstlichen und südöstlichen Randgebirge vorherrschen.

In der Gegend von Chalatenango und südlich Colima fanden wir mehrfach und eindeutig, aber viel seltener aufgeschlossen als die Basis der Beckensedimente auf diesen, genauer auf ihrer älteren Serie, basaltische Lava, auch Durchbrüche von Basalt durch Beckensedimente.

Wenn die Lava, die wir als geschlossene Decke von Colima nach SO verfolgen, dem Guazapa entstammt, wie es GIERLOFF-EMDEN und R. WEYL gemäß ihrer Übersichtskarten anzunehmen scheinen, dann hätten wir eine erste Zeitbeziehung : die ältere Serie der **Beckenfüllung ist älter als dieser Lava-Strom** des Guazapa. Das muß freilich nicht bedeuten, daß der ganze Guazapa-Vulkan das gleiche Alter wie eben diese vielleicht späte Effusion haben muß.

Nun sitzen der Lavadecke vier ausgesprochen frische und steile Schlackenkegel auf, von denen der westlichste mit seiner Höhe von 426 m die auffälligste Landmarke des ganzen Beckens bildet (Abb. 4). Ein völlig gleichartiges Aussehen hat der Cerro el Coyote am Nordfuß des Guazapa, der sich ohne jeden Zweifel auf Guazapa-Lava erhebt. Derartige Kegel gibt es ja auch in den Randgebirgen, und mindestens die kleineren Berginseln des Beckens sind nichts anderes. Von diesen besitzt der Cerro Álvarez in seinem Gipfelkrater noch eine Stoßkuppe von klingend hartem, glänzend schwarzem Basalt. Wir haben also feldmäßig drei altersverschiedene Komplexe von Vulkaniten zu unterscheiden, nämlich 1) das „Grundgebirge“ des Beckens, 2) die Lavaströme und 3) die Schlackenvulkane ; 2) und 3) interferieren mit der Beckenfüllung.

Aus Analogiegründen neige ich dazu, die Schlackenvulkane dem rezenten bzw. subrezentem Vulkanismus — „Schichten von San Salvador“ nach DÜRR (1960) zuzurechnen. Gehört die Lava, die sich auf der älteren Sediment-Serie des Beckens ausbreitete,

im Süden zum Guazapa-Vulkan, dann war dieser entweder noch im Quartär tätig, oder die lakustre Beckenfüllung ist wesentlich älter als „Alluvium“. Der morphologische Zustand der Vulkanruine des Guazapa spricht entschieden für die zweite Alternative. Das Grundgebirge kann im Sinne der zitierten Gliederung pliozänes oder bzw. und präpliozänes Alter besitzen.

Leider fehlen noch hinreichend sichere Merkmale für die petrographische Unterscheidung unserer drei Komplexe. Zwar sind die jungen Vulkanite überwiegend basaltisch, und herrschen im Grundgebirge Andesite und Dazite vor. Jedoch bestehen auch einzelne der Berginseln, die wir aus morphologischen und geologischen Gründen für sehr jung halten müssen, ebenfalls aus Andesit oder anderen jedenfalls nicht basaltischen Gesteinen. Andererseits besteht die große Berginsel nordöstlich von Aguilares mit wohl aufgeschlossener **Überlagerung durch Beckensedimente** aus blasigem Basalt und basaltischem Agglomerat. Wo die Verbandsverhältnisse nicht aufgeschlossen sind oder noch nicht entdeckt wurden, bleibt also die Zuordnung zu den drei Komplexen fraglich. Das gilt mithin für die Mehrzahl der Berginseln. — Selbst der völlig eindeutige Lagerungsverband von Beckensedimenten auf Vulkanit beweist ohne zusätzliche Merkmale — z. B. Verwitterung — nicht unanfechtbar das höhere Alter des Vulkanits. Gerade im oben erwähnten Falle von Aguilares tauchte der Verdacht auf, daß eine Intrusion vorliegen möchte. Der entscheidende Aufschluß ist zwar gut sichtbar, aber schwer (sicher nicht ohne Strickleiter !) zugänglich.

Nun sind — besonders im Süden des Landes nach den Untersuchungen von *KLINGE* und *DÜRR* (1960) gewisse charakteristische **Bodentypen für die Altersbestimmung** verwandt worden. Kurz gesagt, gilt der Umschlag von Rotlehm zu Braunlehm als Grenze zwischen Tertiär und Quartär, während typische Schwarzerden sich auf die jungquartären Bims-Tuffe und auf „tierra blanca“ beschränken sollen.

Dieser Merkmalskomplex versagt in unserem Gebiet bisher so gut wie vollständig. Gerade im nördlichen Randgebirge, also im „pliozänen“ und „präpliozänen“ Komplex, fanden wir Rotlehm und braune Böden auf engem Raum nahe beieinander. Es herrscht aber vor eine eigentümlich **weiße Verwitterung**, die, soweit ich sehe, noch nicht beobachtet oder beachtet wurde. Davon unterschieden wir wiederum zwei Typen, nämlich Vertonung und — viel weiter verbreitet: **Vergrusung**, bei der Textur, Struktur und teilweise auch Mineralbestand erhalten bleiben. Diese konventionell eher einen periglazialen als hoch-ariden Klima zugeschriebene Verwitterung paßt in das Klima des Arbeitsgebietes nicht gut hinein. Es besteht ja kein Anlaß zu vermuten, daß es hier im Jungtertiär weniger tropisch gewesen wäre als heute. Die geschilderte Weißverwitterung, und zwar besonders die Vergrusung, finden wir besonders häufig im Liegenden von Beckensedimenten, also dort, wo jüngere bzw. rezente Verwitterung ausgeschlossen ist, und gerade hier fehlen die roten und braunen Böden vollständig. Mit dieser Unstimmigkeit zwischen der regionalen Regel und dem lokalen Befund müssen wir uns zunächst abfinden.

BECKENSEDIMENTE

Wir haben innerhalb des Beckens zwei Sedimentserien zu unterscheiden, die im Regelfalle durch eine Diskordanz getrennt sind. Die Sedimente der tiefen Terrassen und der rezenten Flüsse lassen wir als zeitweilige Zwischenprodukte des Beckenabbaues fortab außer Betracht. Wir beschränken uns also auf die eigentliche Beckenfüllung.

Die Zuordnung zu den beiden Serien ist viel weniger mit sedimentologischen Mitteln durchzuführen, als sie durch die Lagerungsverhältnisse gegeben ist. In unvollständigen Aufschlüssen bleibt die feldmäßige Diagnose des Befundes manchmal unbefriedigend. Die im Gelände unterschiedenen Fazies der Beckenfüllung sind :

1. Blockschutt,
2. Schotter,
3. Sand,
4. „Grant“,
5. Diatomit,
6. Bimskies,
7. Tuffe verschiedener Art und Körnung,
8. Weiße vulkanische Asche,
9. Schluff, massig und geschichtet.

Die meisten Sedimente besitzen Merkmale subaquatischen Absatzes. Bims, weiße Asche und Tuffe können mindestens zum Teil trocken abgesetzt sein. Fluviale Anlieferung ist nur für die Schotter und Sande zu verlangen. Für Blockschutt und wohl auch für Grant kommt eher flächenhafter Massentransport in Betracht.

Mehrere fazielle Übergänge — ganz abgesehen von dünnschichtiger Wechsellagerung bis in den mm-Bereich hinein — stellen sich ein, z. B. :

Schotter — Sand — Bims

Bims — Tuffe — weiße Asche

Grant — weiße Asche.

An Fossilien wurden bisher nur Diatomeen isoliert, und Blätter von heute im gleichen Gebiet lebenden Pflanzen wurden örtlich massenhaft im Schluff, Sand und feinkörnigen Tuffen gefunden. Nach etwas voluminösen Pflanzenresten (für C14—Untersuchung !) wurde heftig, aber vergeblich gefahndet.

Im Labor des Instituto Tropical de Investigaciones Cientificas wurden neben den ersten Diatomeen-Separierungen nur Schotteranalysen von Großproben (20 kg und mehr) durchgeführt. Die systematische Aufbereitung und Diagnose der mitgebrachten Proben hat gerade erst begonnen. Die Röntgen-Untersuchungen, die dankenswerterweise Dr. Müller-Hess im Institut für Gesteinshüttenkunde der T. H. Aachen mit freundlicher Genehmigung von Prof. Dr.-Ing. Schwiete übernommen hat, lieferte bereits erste Ergebnisse, die im Einzelfall Vermutungen auf Grund des Geländebefundes erfreulich bestätigten.

So möchte ich von einer eingehenden, auch nur makroskopischen Beschreibung hier noch absehen und nur die wichtigsten feldgeologischen Merkmale mitteilen.

ad 1) Blockschutt befindet sich nur an der Oberfläche und als geschlossene Decke ausschließlich im Bereich der Hochterrasse. Sonst kommen nur isolierte Blöcke vor. Sie bestehen meist aus mehr oder minder vollkommen runden Körpern von Basalt und Basaltlava. Die Rundung rührt in einigen Fällen des nachweisbaren Zusammenhanges

mit Lavadecken von kugelförmiger Absonderung her, muß also auch sonst nicht das Ergebnis einer Abrollung sein.

ad 2) Schotter finden wir in beiden Sedimentserien, in der jüngeren herrschen sie aber absolut vor. Die wesentlichen Kennzeichen der jüngeren Schotter — besonders im Osten — sind : geschlossene Mächtigkeit von mehreren m, monotone Zusammensetzung : fast ausschließlich Dazit und Andesit, schlechte Klassierung und Schichtung, geringe Abrollung, mehrere m tief greifende Verwitterung, die auch den Geröllbestand selbst angreift, daher hoher Lehmanteil.

Soweit Schotter in der älteren Serie auftreten, sind sie ausnahmslos petrographisch bunt, frisch, wohlgerundet und gut klassiert, und sie treten meist nur an der Basis der Beckensedimente oder als wenig mächtige Lagen innerhalb feinkörniger Schichten auf. Nur in der älteren Serie kommt Verfestigung zu Konglomerat vor. Ein solches Konglomerat kann ein klingend hartes Gestein mit geradezu ideal runden und glänzend glatten Geröllen sein (Abb. 6).

In den älteren Schottern gibt es — örtlich gehäuft — Bimsgerölle, auch Wechselagerung mit Bimskies ; doch ist dies kein exklusives Merkmal der älteren Serie.

ad 3) Hier möchte ich nur einen Magnetitsand erwähnen, der unweit des Cerro Álvarez beiderseits des Lempa dickbankig und stark verfestigt 3-5 m mächtig ansteht. Die Kornklasse 0,5-0,25 mm besteht zu 72 %, und die Kornklasse 0,25-0,1 mm zu 62 % aus magnetischen Körnern. In den niederen Kornklassen — nur noch 25 % der Proben — sinkt erst der unmagnetische Anteil unter 50 %. Dieser Sand gehört höchst wahrscheinlich in die ältere Serie. Er enthält massenhaft große Blätter u. a. Polygoniaceen, die im getrockneten Zustand tütenförmig gerollt eingebettet wurden.

ad 4) Als „Grant“ bezeichneten wir ein meist helles bis rein weißes Sediment, das aus eckigen Körnern zusammengebacken ist und eine entsprechend rauhe Oberfläche hat. Schichtung ist kaum angedeutet oder fehlt gänzlich. Wir betrachteten es als knapp umgelagerten Grus. Die Röntgen-Analyse bestätigte diese Vermutung : der Grant besitzt einem dem Bearbeiter unerwartet hohen Gehalt an Feldspat neben Glas. Grant kommt in beiden Serien, jedoch überwiegend in der unteren und im Ostteil des Beckens vor.

ad 5) Typische Diatomite sind sehr porös und leicht und besitzen straffe, feine Schichtung. Sie gehören ausschließlich der unteren Serie an (Abb. 4).

ad 6) Bimskies kommt in beiden Serien vor : ob sich petrographische Unterscheidungen zwischen älterem und jüngerem Bims erfassen lassen, bleibt abzuwarten. Nach vorliegenden Untersuchungen im Süden des Landes sollte das möglich sein.

ad 7) Es lassen sich echte und umgelagerte Tuffe unterscheiden. Sie herrschen im Süden des Beckens und in der unteren Serie vor. Die Tuffschichten, mit denen westlich des Rio Mojaflores die Beckenfüllung nach oben abschließt, deuten mit ihren markanten Bombeneinschlägen auf ein lokales vulkanisches Ereignis. Zusammenhang mit den geschilderten Kuppeln erscheint möglich.

ad 8) Im Süden von El Salvador und von Guatemala deckt feiner weißer Staub mit einer Mächtigkeit von 10 bis über 100 m Tausende von km². Diese „tierra blanca“ gehört mit dem jungen Bims zu der mindestens vorletzten Tätigkeit der aktiven oder zur Zeit ruhenden Vulkane. In El Salvador kommen besonders die Vulkane Sta. Ana und Ilopango-See als Lieferanten der tierra blanca in Betracht. Weiße Asche, die der oberflächlich

weit verbreiteten tierra blanca feldgeologisch gleicht, tritt schichtweise mit und ohne Zwischenlagen von Bimskies oder mit einzelnen Bimseinschlüssen in beiden Serien auf. Übergänge in weiße Verwitterungsprodukte wecken den Verdacht, daß dieser Stoff nicht immer und ausschließlich vulkanischer Staub sein muß.

ad 9) „Schluff“ ist die am weitesten verbreitete Fazies der unteren Serie und kommt in der oberen nicht vor. Er ist stets fester als der Aulehm, den wir im Bereich der tiefen Terrassen finden. Diese Fazies mag heterogen sein. Kennzeichnend scheint mir bei hoher Feinkörnigkeit der Mangel plastischen Verhaltens zu sein. Erst nach Zerstörung der natürlichen Textur und Struktur durch Feinmahlung wird das Material quellbar. Ein hoher Anteil von Montmorillonit ist röntgenographisch nachgewiesen. Für die feldgeologische Diagnose war die eigentümliche Farbe hilfreich: graubraun mit einem Stich ins violett (von „Milchkaffee“ bis „Milchkakao“).

Soweit in Kürze der Befund. Nach den vorstehenden Mitteilungen dürfte der Leser die eingangs behauptete Zweiteilung für willkürlich halten. Sie ist es nicht, wie ich nun darlegen möchte.

LAGERUNGSVERHÄLTNISSE

In 28 über das ganze Becken verteilten, aber doch überwiegend im Ostteil und Mittelteil angetroffenen Aufschlüssen wurde eine ausgeprägte Winkeldiskordanz zwischen Grobschottern — oben — und feinklastischen Schichten — unten — beobachtet. An mindestens weiteren 50 weniger vollständig aufgeschlossenen Beobachtungsorten wurde sie auf wenige m eingengt.

Wo **feinkörnige** Beckensedimente Vulkaniten auflagern, sei es am Beckenrand, sei es an den Flanken von Berginseln, da ist die Untergrenze und sind mit ihr die Schichten im Regelfalle geneigt. Wo immer wir **Grobschotter** der oberen Serie im Lagerungsverband mit dem Grundgebirge fanden, ist die Grenzfläche — abgesehen von ersichtlich exogenen Unebenheiten — horizontal. Überhaupt gibt es nicht ein einziges Beispiel eindeutiger Lagerungsstörung derjenigen Schotter, die in den Profilen oben auftreten. Das war freilich nicht von vorn herein klar.

Für das letztere kennen wir ein, freilich nur ein sehr drastisches Beispiel.

Nahe dem Beckennordrand legt der bis mehrere m tiefe Einschnitt der Carretera Troncal del Norte in einem nahezu lückenlosen Profil von über 200 m Länge Schotter, Sand und feinkörnige, lehmige Zwischenlagen frei. Die Schichten fallen unentwegt nach S mit Winkeln von 25-38°. Diesen Aufschluß hatte ich bereits 1959 anlässlich einiger Übersichtsexkursionen im Lande kennen gelernt. Und hier begann am 8. 11. 1961 die systematische Aufnahme, und zwar mit der Vorstellung, daß eine randliche Aufrichtungszone der Beckensedimente vorliege. Gegen die rein exogene Deutung von **Meyer-Abich** („kreuzgeschichtete Kiese und Sande in wahrscheinlicher Deltaschüttung haben 10-20° nach S Einfallen“ a.a.O. S. 113) schien mir die **interne Konkordanz** und die in Wirklichkeit wesentlich steilere Neigung der beteiligten Schichten — ohne Rücksicht auf die schichtweise wechselnde Korngröße — zu sprechen. Indessen fanden wir nach einigen Stunden in einer dicht bewachsenen und schwer zugänglichen Schlucht neben und unterhalb des Straßenaufschlusses die Basis der Schotter. Sie liegen dort mit ausgeprägter Erosions-

diskordanz einem tonigen Schlamm auf, der seinerseits freilich auch nicht völlig horizontal gelagert ist. Damit war das tektonische Programm der Erkundung zunächst hinfällig, und mein Mißtrauen gegen tektonische Interpretation geneigter Schichtlagerung hielt noch wochenlang an. Im übrigen blieb das geschilderte große Delta allen Beckenrandüberquerungen zum Trotz das einzige seiner Art.

Andererseits lernten wir in den feinkörnigen Sedimenten zahlreiche Beispiele von **geneigter Schichtlagerung** und **örtlicher Schichtenstörung** kennen — auch ohne sichtbaren Zusammenhang mit dem Grundgebirge und auch ohne diskordante Überlagerung durch Grobschotter.

So erschließt westlich von Chalatenango im Bereich des Beckenrandes ein zusammenhängendes Profil von 412 m Länge geschichtete Schluffablagerungen mit Tufflagen von insgesamt mindestens 137 m Mächtigkeit. Bei etwa randparallelem Streichen steigt von W nach E das Einfallen nach SW von annähernd horizontaler Lage buchstäblich schrittweise bis 90° , um dann jenseits einer 30 m breiten Zone der Vertikalstellung wieder bis auf 45° sich abzuflachen. Dahinter erhebt sich steil das Grundgebirge. Das ist eine völlig **normal ausgebildete Flexur**; sie wird nur durch das teils konkordante, teils diskordante Aufdringen von frischer Basaltlava kompliziert.

Eine ähnliche Flexur ähnlicher Schichten konnten wir 2.5 km NE El Paraíso aufnehmen. Hier besteht keine unmittelbare Raumbeziehung zum Grundgebirge. Vielmehr streicht diese Flexur senkrecht zum Verlauf des benachbarten Beckenrandes. Die beteiligten Schichten weisen eine Mindestmächtigkeit von 55 m aus.

Ebenfalls im Raume von El Paraíso erschließt in einem Weg 50 m lang der völlig freigespülte Felsboden ein Kleinmodell „alpinotyper Tektonik“ mit einfachen und vergenteten Falten, Schuppen, Überschiebungen, Sprüngen und intensiver Klüftung. Die beteiligten Schichten bestehen fast ausschließlich aus Diatomit. Das nächste Vorkommen von Grundgebirge liegt fast ein km weit entfernt.

In der weiter westlich befindlichen Beckenbucht legt das Steilufer des Rio Soyate auf 60 m Länge und mindestens 12 m hoch feingeschichtete Schlammabsätze in hochkomplizierter Lagerung frei. Wir nahmen auf: Sättel und Mulden, interne Diskordanzen, Verwerfungen, Kluftscharen, dabei mehrfach Schichtaufrichtung bis zur Vertikalen. Darüber liegt mit ausgeprägter Lagerungs- und Erosionsdiskordanz der obere Schotter. Es besteht kein unmittelbarer Zusammenhang mit dem immerhin benachbarten Grundgebirge.

In der unmittelbaren Umgebung der ersten kleinen Berginsel SE Colima kommt es zur Schichtungsaufrichtung bis zur Senkrechten bei umlaufenden Streichen.

Ich versage mir die Schilderung weiterer Beispiele örtlicher Lagerungsstörungen und gebe im folgenden eine Übersicht über den gesamten Befund.

In 84 größeren Aufschlüssen mit Schichten (wahrscheinlich) **beider** Serien herrscht **horizontale Lagerung** und volle Konkordanz; das gilt vor allem für den Südteil und den äußersten Westen des Beckens.

In 140 weiteren Aufschlüssen maßen wir folgende **Einfallungswinkel** der Schichten der unteren Serie :

bis 5° = 9

bis 15° = 46

bis 35° = 52

bis 65° = 22

bis 90° = 11

140

Alle **Streichrichtungen** ¹⁾ kommen vor, doch werden eindeutig zwei Sektoren bevorzugt, nämlich 15 — 75° und 285 — 345°. In diese beiden Sektoren fallen annähernd gleichmäßig verteilt und fast unabhängig vom Einfallswinkel 58 % aller Streichmessungen, d. h. die bevorzugte **Einfallrichtung** ist NW und SW.

Von den häufig sehr scharf und großflächig ausgebildeten oder engständigen **Klüften** streichen 54 % NW — SE (Sektoren 135 — 195° = 46 % und 315 — 15° = 8 % 1) : Soweit sie nicht seiger stehen, bevorzugen sie also ganz entschieden die Einfallrichtung nach NE. Ein zweites geringes Klüftmaximum fällt in den Sektor 15 — 45° (= 13 %), also Streichen NNE seiger oder Einfallen nach WNW — Einfallen nach der Gegenrichtung wurde nicht ein einziges Mal gemessen.

24 **Verwerfungen** mit Sprung — bzw. Schubhöhen von wenigen dm bis 5 m wurden eingemessen. Bei dieser geringen Zahl haben %-Sätze nur geringe Aussagekraft. Es darf aber doch vermerkt werden, daß die Mehrzahl der Verwerfungen in die beiden Sektoren der Klüftmaxima fallen, nur mit umgekehrter Besetzungsdichte, also 1) NE — SSW ; 2) NW — SE.

Nun zur Deutung des Sachverhalts ! Die geometrischen Beziehungen zwischen allen flächenhaften Elementen erlaubt nicht, die maßgebende Wirksamkeit regional-tektonischer Beanspruchung auszuschließen. Das muß betont werden, da mit primärer Schrägschichtung auf geböschtem Untergrund, mit Setzung bei ungleicher Mächtigkeit, mit Rutschungen und Stauchungen bei primärer Schräglage und schließlich mit Stauchung und Schleppung an vulkanischen Durchbrüchen zu rechnen ist. Ich habe angefangen, den Grenzwinkel primärer Schrägschichtung von Schluff und Staub unter Wasserbedeckung experimentell zu ermitteln ; nach ersten Ergebnissen muß er geringer als 16° sein. Daß trockene Sedimentation mit steileren Winkeln möglich ist, lehrt jedes jungvulkanische Gebiet, ebenso sind Schüttwinkel von über 35° für Schotter beobachtet. Auch kennt man im Watt örtlich eng begrenzt noch steilere Schichten von Schlick. Der mögliche Anteil rein exogener Schräglagerung muß also noch studiert werden. Aber nicht nur die Randflexur von Chalatango und die Binnenflexur NE El Paraíso, sondern auch die **Gesamtheit** vieler fallweise auch anderweitig deutbarer Erscheinungen lehrt, daß **nach Ablagerung der unteren und vor Ablagerung der oberen Serie tektonische Bewegungen** stattgefunden haben.

¹⁾ Streichwinkel gemäß DKBL von 0 bis 360° gemessen, also *Fallrichtung* = Streichwinkel — 90°.

FOLGERUNGEN, FRAGEN, AUSBLICK

Die Auflagerungsfläche der oberen Serie ist, wie freilich erst der Höhenvergleich der Beobachtungsorte ergibt, nicht vollkommen horizontal. Sie besitzt eine etwas geneigte und gekrümmte Raumlage. Höher als 350 m liegt sie nur oberhalb der Flexur von Chalatenango, zwischen 350 und 300 m dann nordwestlich von Chalatenango und östlich von El Paraíso und bei Nueva Concepción. Höhen unter 250 m befinden sich in zwei getrennten Räumen, nämlich

1. im Mittelabschnitt zwischen Beckennordrand und Lavadecke von Colima und
2. in der nördlichen Fortsetzung des Randgebirgsvorsprungs im Südwesten.

Die Raumlage der Grenze zwischen oberer und unterer Serie ähnelt also derjenigen der Oberfläche der Hochterrasse; im Osten, wo die Hochterrasse ja sehr hoch liegt, besteht deren oberer Teil aus Schotter und Blockschutt der oberen Serie. In der Mitte und im Westen liegt die Grenze entweder an der Basis der Hochterrassenreste oder wesentlich tiefer, d. h. innerhalb der Mittelterrasse. Umgekehrt setzt sich die untere Serie von der Mittelterrasse, für die sie charakteristisch ist, ohne Unterbrechung in die Hochterrasse im Osten fort. Die Mittelterrasse ist also **nicht als jüngere Aufschüttung** vor und zwischen die Denudationsreste der Hochterrasse eingeschachtelt. Andererseits ist **die Hochterrasse** auch nicht als solche der Mittelterrasse aufgesetzt, sondern die **Mittelterrassenoberfläche** muß **nach abgeschlossener Sedimentation beider Sedimentserien** durch **Denudation** bis zum Fuß der jetzigen Erosionsränder der Hochterrasse geschaffen worden sein. Diese Folgerung ist recht ungewöhnlich, aber ich sehe nicht, wie man sie umgehen kann.

Damit wird das Problem der flächenhaften Abtragung akut, oder genauer: das der **Abtragung bis auf ausgedehnte, flachgeneigte Ebenen**. Dieses Problem scheint mir unbeschadet aller Errungenschaften der Klima-Morphologie der Tropen noch nicht unanfechtbar gelöst zu sein. Ein Lösungsversuch wird im Rahmen der ausführlichen Berichterstattung unternommen werden. Vorweg möchte ich nur sagen, daß ich auf Grund aktueller Beobachtungen an Erosionsformen der nachweisbar letzten Jahre davon überzeugt bin, daß die hauptsächliche Denudationsarbeit in den Beckensedimenten, wie sie nun einmal beschaffen sind, durch einschneidende und **seitliche Flußerosion** geleistet wird. Für die Annahme großartiger **Flächenspülung** fehlt jedenfalls im Arbeitsgebiet jeder Anlaß.

In diesem Zusammenhang erhebt sich die Frage, ob denn wenigstens die **Hochterrasse nur durch die Sedimentation** der oberen Serie bestimmt war. Der oberflächlich unmerkliche Übergang von Hochterrasse in Denudationsebenen innerhalb des Randgebirges — besonders zwischen El Paraíso und Dulce Nombre de Maria — gibt zu denken.

Unbeschadet dieser und noch anderer offener Fragen, läßt sich über die eigentliche **Beckengeschichte** — also nicht die **Vorgeschichte** — nicht die **Entstehung** der Hohlform, sondern nur deren **Füllung** — kurz zusammenfassend folgendes aussagen:

1. Die **Sedimentation der älteren Serie** vollzog sich vorzugsweise in einem **ruhenden Gewässer mit unebenem Boden** und von unbekannter, jedenfalls an mehreren Orten über den heutigen Beckenrand hinausgreifender Ausdehnung. Das Material gelangte z. T. als Asche, Lapilli und Staub unmittelbar hierher. Erdige **Verwitterungsprodukte** älterer Vulkanite, dagegen keinerlei grober Schutt l, wurden vom N hereingeschwemmt. Währenddem stieß von Westen und Süden **fluviale Schüttung** bis annähernd zur Mitte des heutigen Beckens vor.

2. Vielleicht schon während der Sedimentation, sicher ihren Abschluß markierend, geschahen mindestens im östlichen und nördlichen **Randgebirge Schollenhebungen** und vielleicht Schollenkippen. Es entstand das Becken in seinem heutigen Umfang.

3. Danach entstand eine fast ebene Abtragungsfläche mit sehr geringer Neigung von NE nach SW. Unmittelbar darauf, d. h. ohne Zeit und Gelegenheit zu stärkerer Bodenbildung, erfolgte grobe und rauhe Schüttung der **jungen Serie** von den neuen Gebirgskörpern im Osten und Norden. Das heißt, **erst jetzt** traten die **nördlichen Randgebirge als Lieferanten fluvial transportierbarer Fracht** in Erscheinung. Mit zunehmender Entfernung von den nordöstlichen Randgebirgen nahm die Korngröße der jungen Schotter ab und die Klassierung zu. Mit diesem Vorgang interferierte wieder die Ablagerung vulkanischer Lockerstoffe.

4. Der nächste Akt ist rein **vulkanisch**. Vom Süden her nach Nord-West und vom Ostrand bei Chalatenango nach Westen floß Lava auf den vorhandenen Sedimenten — im Osten jüngere, im Westen ältere Serie. Von den Stirnen der Lavaströme breitete sich der **Blockschutt** aus.

5. Die den Lavadecken aufgesetzten Durchbrüche, Staukuppen und Schlackenvulkane und aus morphologischen Gründen mit ihnen die Mehrzahl der kleineren Berginseln des Beckens sollten frühestens gleichzeitig wahrscheinlich später erst nach 6. entstanden sein.

6. Nunmehr beginnt mit der Räumung aller sedimentären und vulkanischen Füllmassen bis zur **Abtragungsebene** der **Mittelterrasse** der **Abbau des Beckens**. Bereits dieser erste Abschnitt der im Endergebnis flächenhaften Abtragung ist eindeutig an eine zentrale Denudationsbasis mit dem gleichen Gefälle wie der heutige Lempa gebunden.

7. Mit einer um 10 m — maximal 30 m tieferen Erosionsbasis, wahrscheinlich in zwei getrennten Abschnitten, begann das scharf **lineare Einschneiden der heutigen Gewässer** mit gewissen Leistungen seitlicher Erosion und zeitweiliger provisorischer Aufschüttung.

Völlig im Dunkel liegt leider noch die **erdgeschichtliche Datierung**. Aus der geschilderten Ereignisfülle einen „entsprechend großen“ Zeitraum herleiten zu wollen, wäre sicher unzulässig. Andererseits gibt es keinen unmittelbaren Beweis für die Einstufung der unteren Serie der Beckensedimente in das Pleistozän. Es gibt vielmehr auch Argumente dagegen (siehe weiter oben). Der Vergleich mit anderen Becken hilft nicht weiter, solange Altersgleichheit aus Analogiegründen zwar vermutet werden kann, aber doch nicht gesichert ist.

Das Lempa-Becken ist also keineswegs das einzige, wohl aber mit Abstand das **größte intermontane Becken von El Salvador**. Vor den anderen Becken hat bisher nur das von Ilobasco durch *W. GREBE* eine allerdings sehr sorgfältige Bearbeitung erfahren. Wir haben vergleichende Untersuchungen sowohl dort wie in den kleinen Becken von Apoyos 8 km westlich des großen Lempa-Beckens und in dem von Casarios El Salitre — am Nordrand unserer Übersicht — und dem von El Carmen — in der Südostecke der Übersicht — durchgeführt. Mit Dipl.-Geol. *BOHNENBERGER* haben wir das **Becken von Salamá** in Baja Vera Paz/Guatemala etwa ähnlich intensiv wie das Lempa-Becken studiert.

Dabei überraschte uns überall die Ähnlichkeit der Fazies und der Terrassenmorphologie. Der Anteil der Tektonik ist teils größer als im Lempa-Becken (Ilobasco), teils geringer

(Salamà Apoyos). Hinsichtlich der Mitwirkung vulkanischer Effusionen an der Beckenfüllung steht das Lempa-Becken für sich allein. Bei allen Vergleichen müssen wir noch berücksichtigen, daß während seiner Füllung das Lempa-Becken vielleicht gar **nicht intermontan**, sondern **womöglich paralisch** war. Die ersten Bestimmungen von Diatomeen durch *E.F. VANGEROW* erbrachten nämlich wahrscheinlich marine Formen. Unabhängig davon warf *G. HERBST* im Anschluß an meinen Vortrag am 18. 7. 62 die Frage auf, ob die Sedimentation der älteren Serie sich nicht etwa in einer Lagune des Pazifik abgespielt haben möchte. Denkt man sich alle Vulkanbauten weg, die sicher oder sehr wahrscheinlich jünger sind als diese Sedimente, so muß man dieser Frage ernsthaft nachgehen.

Es steht also noch dahin, ob das Lempa-Becken mehr ein **Musterbeispiel** oder eher einen Sonderfall darstellt. Jedenfalls dürfte es von Nutzen sein, sich mit diesem und anderen Becken von El Salvador und der benachbarten Länder weiter zu befassen. Sie bergen nicht nur **erdgeschichtliche Dokumente** von einigem Interesse, sondern auch landwirtschaftlich nutzbare **Böden** in großflächiger Verbreitung und — **Grundwasser**. Damit sollen aber praktische Gesichtspunkte nur von Ferne angedeutet werden. Bei meinen bisherigen Untersuchungen haben sie keinerlei Rolle gespielt.

LITERATURVERZEICHNIS

- BÜDEL J. — Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen.
— Ztschr. Geomorphologie, N.F.I., S. 201-228 — 1957.
- DÜRR F. & KLINGE H. — Beiträge zur Stratigraphie und zur Paläopedologie des mittleren El Salvadors.
N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 111-132, Stuttgart 1960.
- GIERLOFF-EMDEN H.G. — Erhebungen und Beiträge zu den physikalisch-geographischen Grundlagen von El Salvador.
Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, 53, 7 - 140, 1958.
- GREBE W. H. — Los lignitos de área Ilobasco (Rio Los Frailes) El Salvador (Centro América).
Com. ITIC 3, No. 4, 123-134, San Salvador 1954.
— Zur Geologie der altvulkanischen Gebirge in El Salvador.
Beih. Nr. 50 Z Geol. Jb. Hannover 1963.
- KLINGE H. — Die Böden El Salvadors, Zentralamerika.
N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh 404 - 416, 1960.
- LENTZ J. — Die Abtragungsvorgänge in den vulkanischen Lockermassen der Republik Guatemala.
MGGs. 1. Würzburg 1925.
- MEYER-ABICH H. — Die Sedimentfolgen in El Salvador.
Lexique Stratigraphique International. Vol. V Amérique Latine, Fasc. 2a.
Amérique Centrale, Paris 1960.
- WEYL R. — Die Geologie Mittelamerikas.
Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde. Berlin 1961, 226 S.



Abb. 3. Río Potrero schneidet Rand der Mittelterrasse gegen Niederterrasse. Helle Schichten der älteren Serie (Nr. 263 der geol. Aufnahme), Fot. Rode.

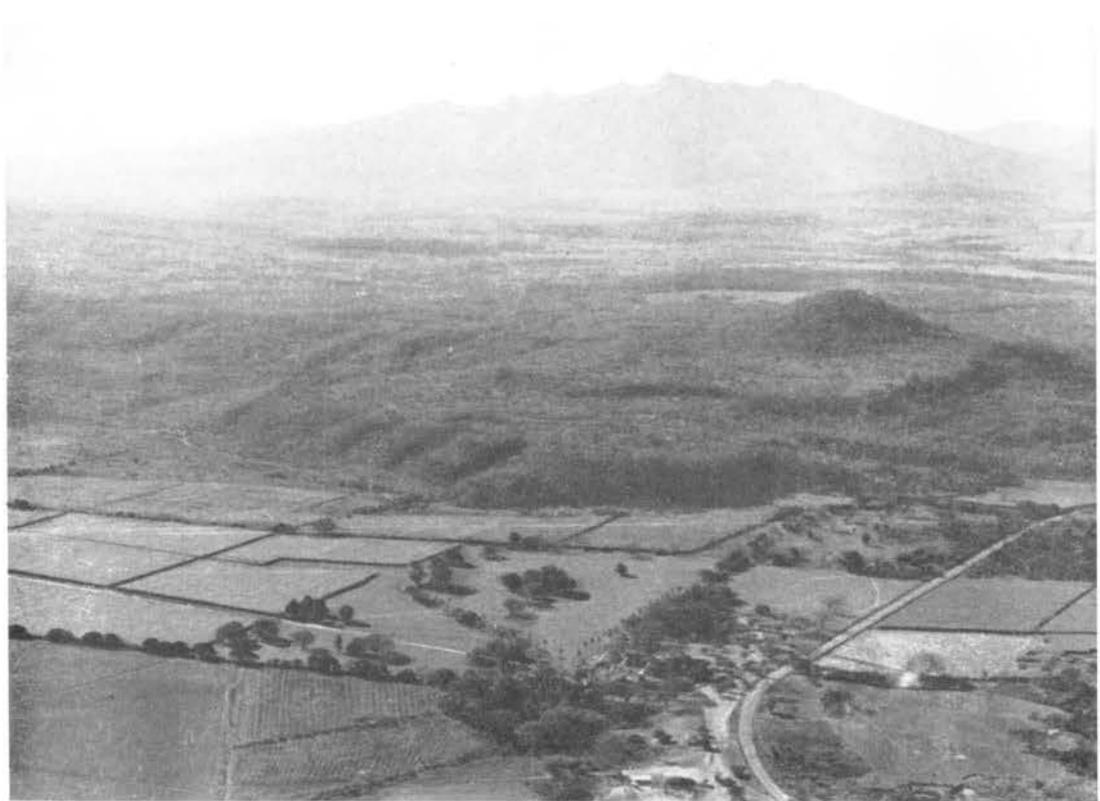


Abb. 4. Lavadecke von Colima mit Schlackenkegel 423 m. Im Hintergrund Guazapa-Gebirge; im Vordergrund Ebene der Mittelterrasse mit Zuckerrohrkultur; Luftbild, Fot. Rode.

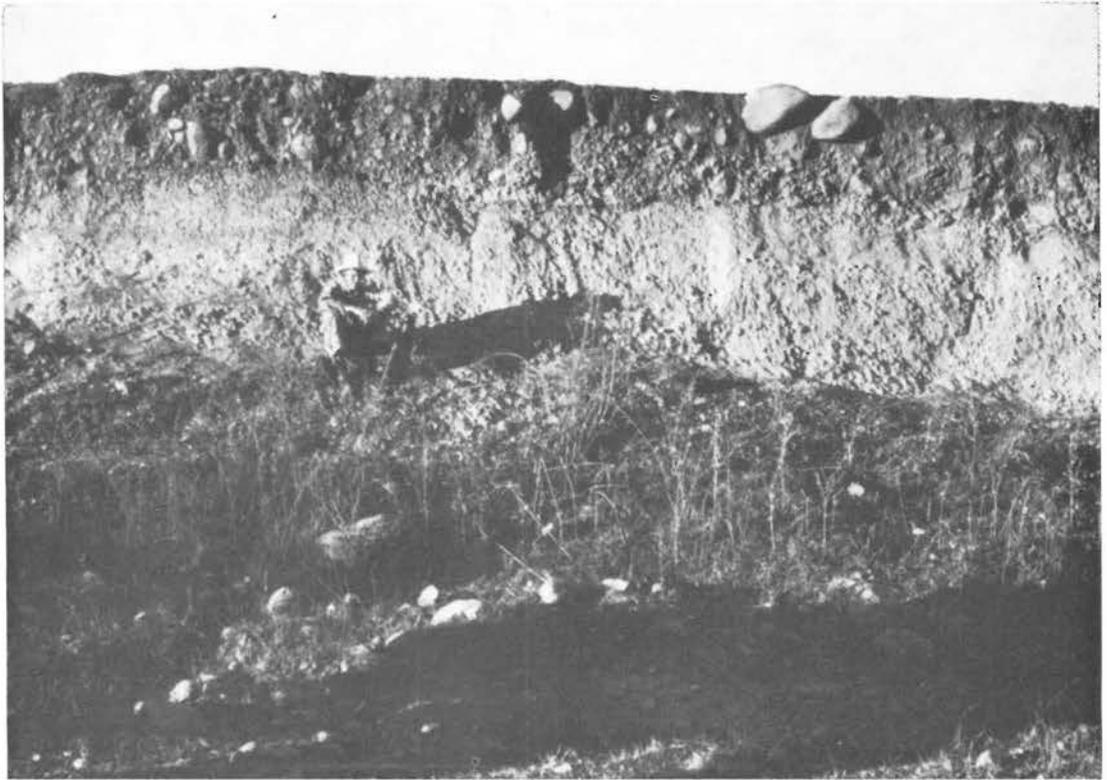


Abb. 5. Blockschutt auf Schottern der oberen Serie. Oberfläche = Hochterrasse ; östlich Chalatenango (Nr. 291), Fot. Rode.



Abb. 6. Konglomerat der unteren Serie am Río Lempa nordöstlich von Cerro Cinotepec (Nr. 144), Fot. Koch.

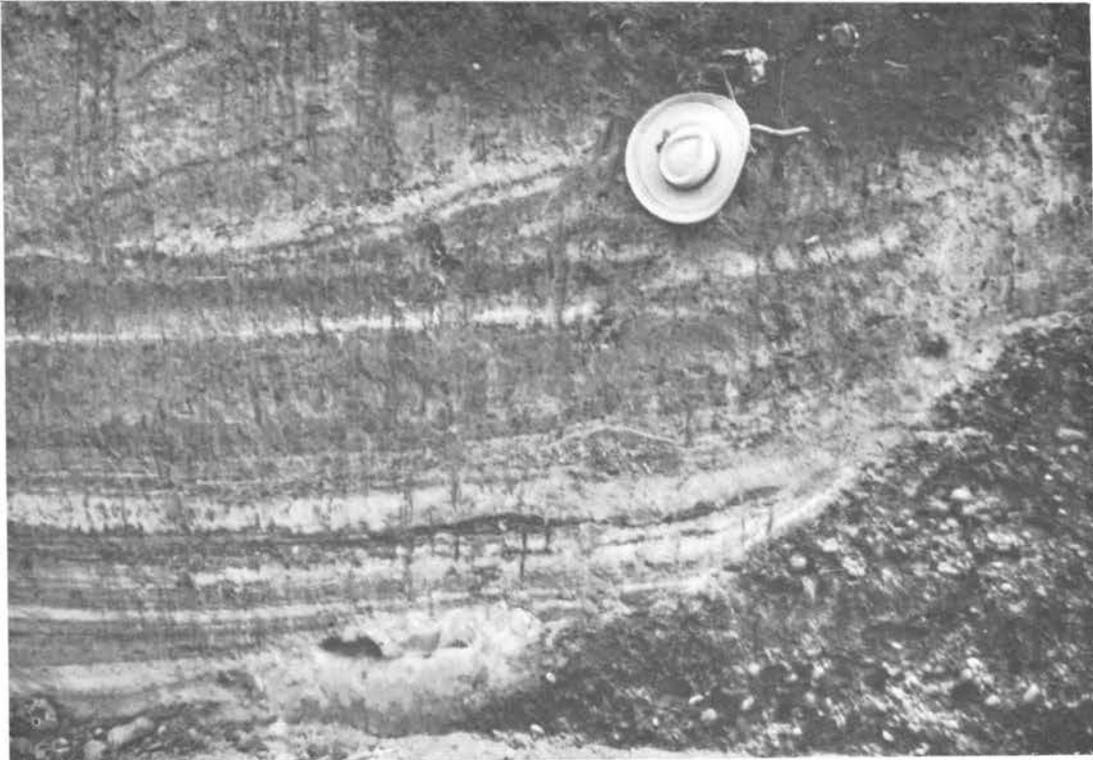


Abb. 7. Feinschichtiger Tuff und tierra blanca der unteren Serie mit Erosionsdiskordanz auf älterem Schotter. Río Amayo nordöstlich Cerro Cinotepec (Nr. 145), Fot. Koch.



Abb. 8. Diatomit in vertikaler Aufrichtung; östlich El Paraíso (Nr. 367), Fot. Koch.

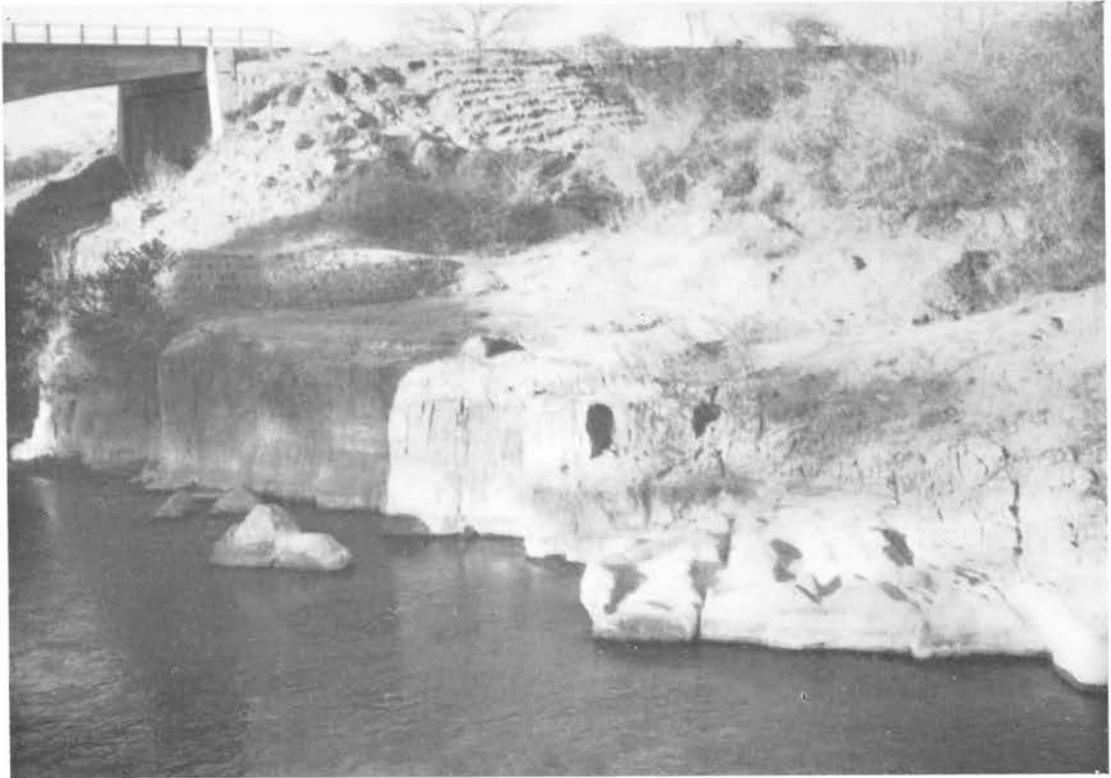


Abb. 9. Andesit-Tuff der unteren Serie mit zwei Kluftsystemen, Río Acelhuate nahe Mündung in Río Lempa (Nr. 32), Fot. Rode.

Analyse des roches au Quantomètre
(Spectrographe à réseau à enregistrement direct).
Application à l'étude géochimique
de plusieurs massifs granitiques français

Marcel ROUBAULT

Analyse des roches au Quantomètre

(Spectrographe à réseau à enregistrement direct).

Application à l'étude géochimique de plusieurs massifs granitiques français

Marcel ROUBAULT ¹⁾

Les Laboratoires et Organismes de Recherche consacrés aux Sciences de la Terre à NANCY constituent un important ensemble plus spécialement orienté vers les aspects physicochimiques de ces sciences : géochimie, pétrographie, métallogénie, géochronologie, radiogéologie, préparation des minerais. Ils dépendent soit de l'Université et sont à ce titre intimement associés à l'activité de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière, soit du Centre National de la Recherche Scientifique et même pour une part du Commissariat à l'Energie Atomique. Indépendamment des laboratoires individuels de type universitaire classique, les unités principales qui constituent ce groupe sont le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C.R.P.G.), le Centre de Recherches Radiogéologiques (C.R.R.) et — orientée dans une voie assez différente — la Station de Recherches sur la Préparation des Minerais.

L'un des équipements les plus importants dont disposent ces laboratoires est un Spectrographe à Réseau à Enregistrement direct encore appelé Quantomètre, appareil consacré à l'exécution rapide des analyses quantitatives des roches silicatées. Le présent mémoire sera consacré à une présentation de la méthode employée à Nancy pour effectuer de telles analyses (éléments majeurs ou éléments de trace).

Dès l'abord, je tiens à souligner en outre que les pages qui suivent correspondent à la présentation de résultats obtenus grâce à un travail d'équipe poursuivi pendant plusieurs années par le personnel du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques avec la collaboration constante — à l'échelon direction des recherches, tant sur le terrain qu'au laboratoire — de M. H. de LA ROCHE, Maître de Recherche, sous-directeur du Centre ; je dois également mentionner le nom de M. K. GOVINDARAJU qui a joué un rôle essentiel pour la mise au point des méthodes d'analyse spectrographique.

Cet exposé sera suivi de la présentation de recherches en cours sur un certain nombre de massifs granitiques français et dont les résultats, déjà notables et très prometteurs pour l'avenir, montrent, une fois de plus semble-t-il, que la mise en œuvre d'une méthode nouvelle est souvent aussi importante qu'une idée nouvelle.

¹⁾ FRANCE — Membre Correspondant de l'Académie des Sciences, Doyen de la Faculté des Sciences de Nancy, Directeur de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière, du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques et du Centre de Recherches Radiogéologiques.

L'Analyse des Roches au Quantomètre : Le Quantomètre, ou Spectrographe à réseau à enregistrement direct, est employé depuis déjà un certain nombre d'années en métallurgie pour l'analyse quantitative rapide des alliages et en premier lieu des aciers spéciaux. Réduit à son principe, le fonctionnement de l'appareil est relativement simple : la lumière émise par un arc ou une étincelle est reçue par un réseau de diffraction dont le spectre, de grandes dimensions (environ 75 cm de longueur avec l'appareil employé à Nancy ¹⁾) est étalé sur un écran courbe placé à environ 1,50 m du réseau. Cet écran, constitué par un film métallique, est percé de fentes étroites ajustées exactement sur le trajet des rayonnements monochromatiques sélectionnés correspondant aux éléments à doser. De petits miroirs concaves placés derrière les fentes focalisent la lumière sur des tubes photomultiplicateurs eux-mêmes insérés dans un circuit électrique conçu de façon telle que des condensateurs soient chargés proportionnellement à la quantité de lumière reçue par la fente ; un système d'amplification complète l'ensemble et, en définitive, l'intensité de chaque raie se traduit par une inscription sur un graphique d'enregistrement.

L'appareil fonctionne automatiquement à partir du moment où l'opérateur a déclenché l'arc ou l'étincelle ; en particulier, les condensateurs insérés dans le circuit de chaque élément fonctionnent comme une mémoire et les inscriptions graphiques se font successivement sur le même enregistreur dans un ordre fixé une fois pour toutes.

Le principe même de l'interprétation des indications de l'enregistreur est le même que celui de l'interprétation des intensités de raies mesurées au photomètre sur un spectre photographié classique, avec établissement d'un rapport entre l'intensité des raies d'un étalon interne introduit en quantité connue dans l'échantillon traité et celle des raies de chacun des éléments dosés. Des conditions d'arc appropriées permettent d'obtenir une variation linéaire de ce rapport en fonction des teneurs. L'interprétation des lectures se fait au moyen de droites permanentes établies avec des échantillons de composition connue et contrôlée avant chaque série d'analyses.

Outre la rapidité des opérations, le quantomètre permet d'obtenir une sensibilité et une reproductibilité très supérieures à celles du procédé classique en supprimant toutes les erreurs inévitablement entraînées par un enregistrement photographique suivi d'une mesure photométrique, erreurs qui avaient considérablement freiné l'introduction en pétrographie de l'analyse spectrographique. Et c'est ainsi qu'après une longue série d'essais à l'aide d'un dispositif classique, fut émise (M. ROUBAULT et J. SINSOU, 1956) l'idée de l'emploi du quantomètre pour l'analyse des roches. L'acquisition d'un appareil de type A.R.L. en 1959, permit d'aborder la résolution d'un problème qui allait s'avérer délicat en raison des différences considérables qui séparent les alliages — corps conducteurs et de composition relativement simple — des roches, corps de composition complexe et pratiquement réfractaire dont la volatilisation difficile exige des caractéristiques d'arc peu favorables à la stabilité de l'émission. Une première étape fut franchie en 1960 avec la mise au point de la méthode de dosage des éléments majeurs (M. ROUBAULT, H. de LA ROCHE et K. GOVINDARAJU, 1960 et K. GOVINDARAJU, 1960), méthode elle-même modifiée depuis dans le sens d'une nouvelle amélioration de la durée des opérations (K. GOVINDARAJU, 1962) ; une nouvelle étape vient d'être franchie avec le dosage au quantomètre d'un certain nombre d'éléments de trace et fera prochainement l'objet d'une nouvelle publication de K. GOVINDARAJU.

¹⁾ Appareil de construction américaine dit Quantomètre A.R.L. (firme Applied Research Laboratories).

Le schéma général de la méthode employée pour les **éléments majeurs** est le suivant :

Préparation de l'échantillon : L'échantillon doit être préparé dans des conditions telles que lors de la décharge électrique soient éliminés au maximum les effets inter-éléments (**effets de matrice**) inhérents à la présence simultanée constante de nombreux éléments chimiques différents dans les roches et les **effets de structure** inhérents à la présence possible des mêmes éléments en quantité identique dans deux roches de composition minéralogique différente. D'autre part, et pour tirer le meilleur parti des performances élevées de l'appareil en vue de l'analyse en grandes séries de roches variées, il était nécessaire que chaque droite d'étalonnage couvre un large intervalle de teneur.

Pour atteindre ce résultat, l'étalon finement pulvérisé est mélangé en proportion constante avec un fondant (borate de lithium) contenant du cobalt qui agira durant l'analyse comme étalon interne. Une fusion de quelques minutes à 960° permet d'obtenir une perle qui sera réduite mécaniquement en poudre. A partir de ce stade, deux modes opératoires sont possibles : soit mélange de la poudre avec du graphite et compression à 10 tonnes en pastilles permettant une série de mesures, soit mieux emploi du dispositif mis au point par DANIELSON et al (1959) sous le nom de « tape-machine ». Le produit pulvérisé est distribué en couche fine sur un ruban adhésif du type « scotch » qui défile entre les électrodes du quantomètre. L'emploi de ce dispositif a pour double conséquence d'augmenter la rapidité des opérations ainsi que la précision car l'étincelle volatilise toujours de la poudre neuve.

A l'origine, les droites de travail ont été établies à partir de poudres de roches « étalons » analysées un grand nombre de fois par les méthodes de la voie humide ; désormais, on préfère utiliser des étalons synthétiques préparés à l'aide de produits purs et dont la composition est voisine de celle des grands types de roches naturelles. Les intervalles de teneurs couverts par un seul étalonnage sont indiqués en même temps que les longueurs d'onde sélectionnées pour les dosages dans le tableau n° 1.

Bien que l'appareil ait été équipé de phototubes destinés au dosage du sodium et du potassium, aucun résultat satisfaisant n'a encore été obtenu pour ces deux éléments. Ils sont actuellement dosés par photomètre de flamme, sur une fraction du produit de fusion mise en solution dans l'acide nitrique dilué. On évite ainsi la nécessité d'une nouvelle prise de roche et d'une attaque chimique.

La validité de cette méthode a été contrôlée d'abord par de multiples essais effectués à Nancy, puis par référence aux résultats obtenus dans d'autres Laboratoires et cela par deux voies différentes :

1°) par référence à la composition des standards américains G 1 (granite) et W 1 (diabase) en utilisant les valeurs chimiques retenues après discussion par H. W. FAIRBAIRN (1953). Le tableau ci-après (n° 2) donne les valeurs quantométriques obtenues avec deux pastilles analysées 30 fois chacune en renouvelant les pastilles étalons entre chaque série de mesures.

2°) par envoi à 19 Laboratoires répartis dans 11 pays (Angleterre, Suède, U.R.S.S., U.S.A., etc.) d'un échantillon de granite calco-alcalin et comparaison des résultats avec ceux donnés par le quantomètre (fig. 1).

Standard granite GR

C.R.P.G Nancy

Etude inter-laboratoires

Dispersion des résultats communiqués.

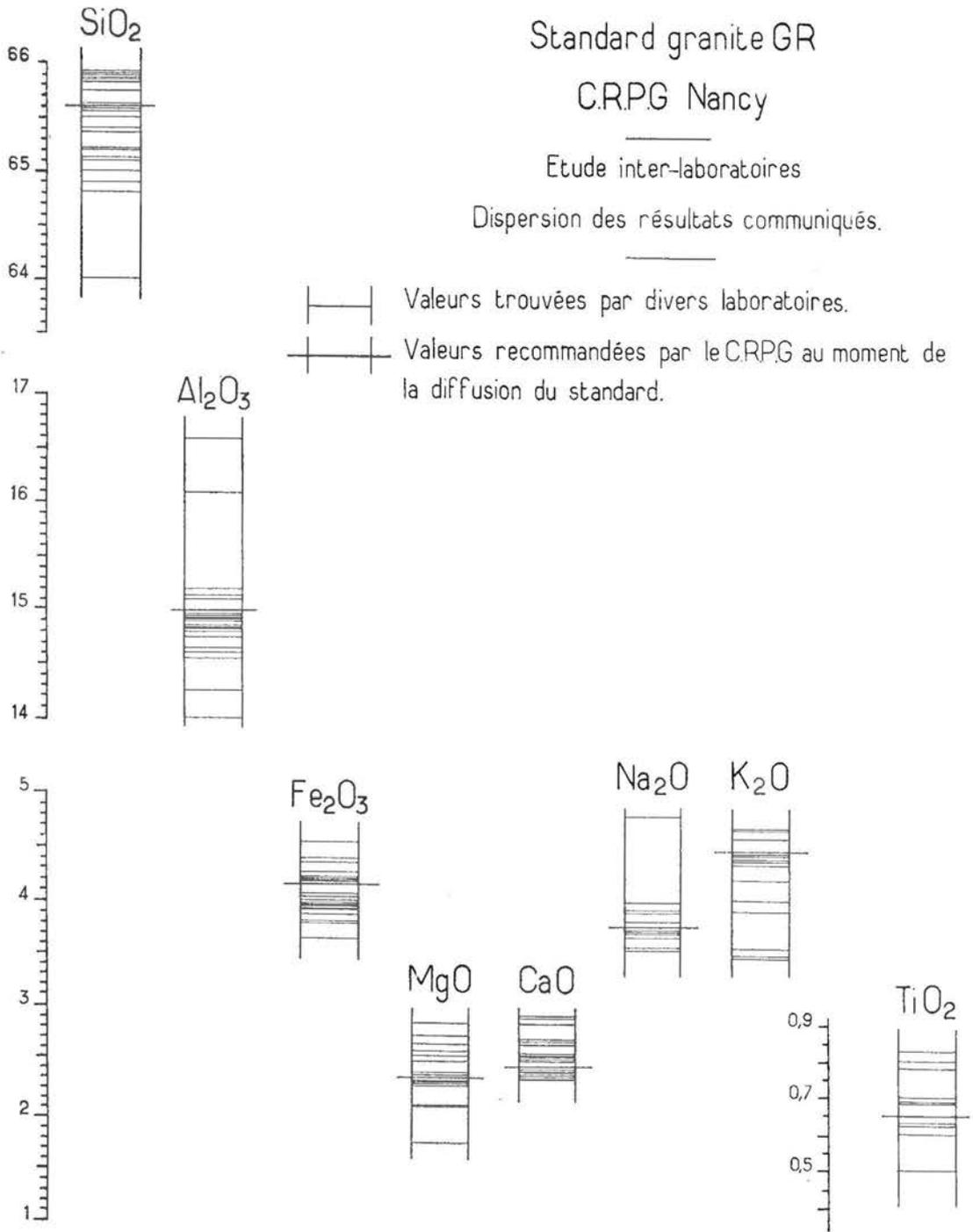


Fig. 1. Présentation de l'étude inter-laboratoires du granite standard GR.

Pour les éléments à l'état de trace, le problème, abordé plus tardivement, est actuellement résolu pour une première série d'éléments dont on trouvera la liste avec la gamme des concentrations dosées dans le tableau n° 1. On notera que le choix de ces éléments n'a pas été uniquement conditionné par des considérations géochimiques mais a été obligatoirement et pour une part imposé par la conception même de l'appareil (en particulier, possibilité d'insérer les phototubes aux emplacements fixés par les longueurs d'onde des raies à mesurer).

En conclusion, on peut dire que le problème de l'analyse rapide des roches silicatées au quantomètre est aujourd'hui résolu avec une précision largement comparable, sinon supérieure à celle obtenue par les méthodes classiques de la voie humide. Et cela conduit en outre à une situation qui aurait paru paradoxale il y a quelques années à peine ; désormais, en quantométrie, l'opération longue est non l'analyse qui est très rapide (quelques minutes), mais la préparation des échantillons (en moyenne une heure par échantillon à partir de la roche brute). Aussi, tous les efforts du Centre de Nancy sont-ils orientés vers une standardisation et une amélioration aussi soignée que possible de cette préparation. Quoi qu'il en soit, la capacité de production du laboratoire peut être désormais estimée à un chiffre compris entre 3000 et 4000 analyses par an, l'appareil étant utilisé pendant 8 heures par jour.

Les conséquences de l'application d'une telle méthode en pétrographie sont considérables. Sans doute depuis quelques années des études géochimiques ont été réalisées par certains auteurs (ex. K. R. MEHNERT, 1957 et 1960) au bénéfice de l'emploi de méthodes d'analyse dites rapides telles que les méthodes colorimétriques, ou la photométrie de flamme dans le cas des alcalins, car il y avait eu progrès **mais** dans la limite d'une multiplication du nombre des analyses pratiquement possibles dans un laboratoire donné par un coefficient de l'ordre de quelques unités, voire exceptionnellement de la dizaine.

Désormais, grâce au quantomètre, il devient par contre possible de faire sur les roches d'un massif quelques centaines, voire quelques milliers d'analyses quantitatives complètes, éléments de trace compris ; et cela permet d'aborder la résolution de problèmes géochimiques qui, hier, n'étaient accessibles qu'au prix de très grosses difficultés quand ils n'étaient pas hélas hors de portée du chercheur.

En semblable occurrence, l'imagination du chercheur conduit rapidement vers des voies multiples : répartition géochimique des éléments dans les grands massifs cristallins ou dans les séries sédimentaires, étude des échanges de matière en cours de la genèse des roches de toutes natures à l'échelle du cristal, de l'affleurement ou du massif, etc. Mais le changement d'échelle des possibilités auquel conduit la possession d'un tel appareillage met rapidement le chercheur en face de problèmes nouveaux. Car s'il est relativement aisé de prélever 2 ou 3 échantillons de granite dans un massif pour situer la roche dans la classification et en dégager les caractères principaux, il est beaucoup plus difficile de prélever dans le même massif 500 échantillons dans des conditions qui soient pétrographiquement significatives ; et une fois les analyses effectuées, leur interprétation conduira inévitablement à une discussion critique qui devra tenir le plus grand compte, non seulement des erreurs analytiques toujours inévitables, mais encore de la dispersion statistique et de bien d'autres facteurs.

Au cours des pages qui suivent, sont exposés les premiers résultats obtenus à l'aide du quantomètre sur des granites français provenant de régions différentes (Pyrénées centrales,

Vosges, Bretagne et Nord du Massif Central) et ceci dans le cadre d'études elles-mêmes orientées dans des voies différentes.

Granites des Pyrénées : L'étude des granites des Pyrénées et des phénomènes de métamorphisme qui leur sont liés est devenue classique depuis les mémoires de A. LACROIX (1898 et 1900) dont la publication fut elle-même étroitement liée à la controverse qui s'établit entre cet auteur et ROSENBUSCH au sujet de l'importance ou de l'absence des phénomènes d'apport lors du métamorphisme de contact.

Malheureusement, cette étude était demeurée purement qualitative.

La publication récente sous la signature de M. CLIN (1958) d'une étude détaillée avec cartographie du Massif du Lys-Caillaouas, l'existence dans cette région de roches fraîches et d'un accès relativement facile malgré la topographie de haute montagne de ces régions, furent — ajoutées aux études antérieures — autant de facteurs qui contribuèrent à orienter des recherches sur une étude analytique comparée de la série cambro-ordovicienne de la région des lacs d'Oo et de Caillaouas et des formations granitiques qui les surmontent en superposition parallèle aux strates sédimentaires.

Environ 600 analyses ont été exécutées et, au moins pour les formations schisteuses primaires, les prélèvements ont été effectués le long de profils dont les localisations sont précisées sur la carte (fig. 2). Nous ne nous étendrons pas sur la description minéralogique des schistes micacés plus ou moins chargés de minéraux de métamorphisme, soigneusement décrits d'abord par A. LACROIX aux abords immédiats du Lac de Caillaouas, puis par M. CLIN pour l'ensemble du secteur.

Quant aux formations granitiques, elles appartiennent à trois types, un granite porphyroïde qui constitue la masse essentielle du massif granitique dit du Lys-Caillaouas, un granite acide à deux micas connu sous le nom de granulite de Tramezaygues et des formations dioritiques visiblement en liaison avec des masses calcaires dévoniennes formant de vastes enclaves non déplacées, en particulier dans le secteur de Gias.

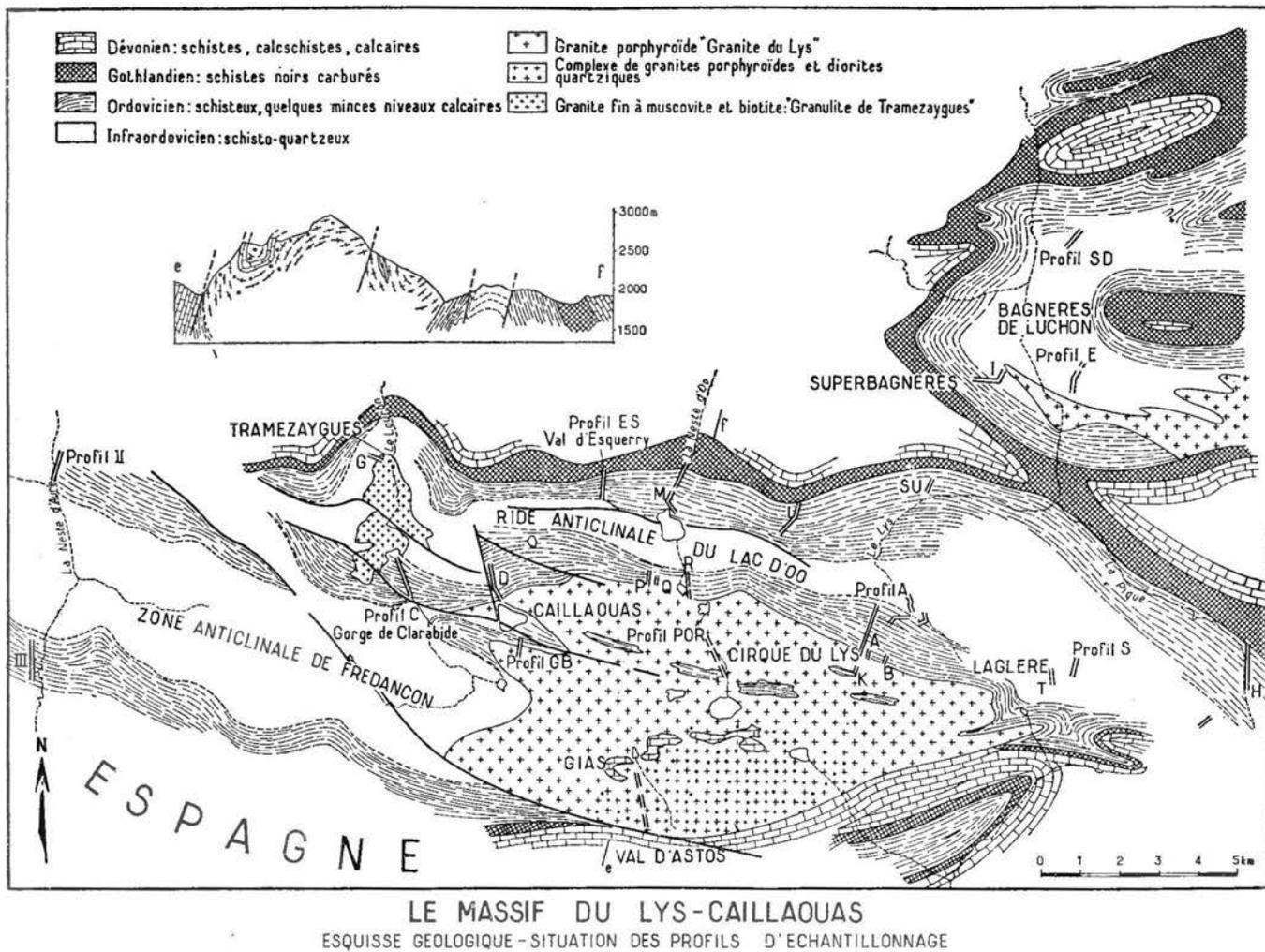
Les prélèvements ont été effectués de façon à donner une idée aussi exacte que possible de la composition moyenne des roches dans les zones étudiées. Pour les roches plutoniques, les échantillons analysés résultent de la réduction progressive de masses de 5 à 12 kgs afin de tenir compte de la granulométrie de la roche, masses elles-mêmes composées d'un grand nombre de fragments. Quant aux schistes, ils ont été prélevés par esquilles rassemblées tout les 30 à 50 mètres en un échantillon moyen de 1,5 à 3 kgs ; ainsi les variations de composition chimique ont été suivies de façon pratiquement continue.

Le report graphique des résultats a été fait sans aucune hypothèse en utilisant simplement la représentation de HARKER. Les résultats bruts tant pour les schistes antégothlandiens que pour les faciès ignés sont donnés par les figures 3 et 4. En outre, pour les schistes, et afin de mieux mettre en évidence les corrélations susceptibles de se dégager de la répartition de ces nuages de points, il a été procédé à un dessin des zones correspondant à la répartition des fréquences des compositions observées (fig. 4). Cette dernière figuration a l'avantage de permettre une comparaison des répartitions de points correspondant aux deux grands groupes de roches.

En premier examen que peut-on déduire des données analytiques ainsi accumulées :

1°) Par rapport aux très larges variations de la silice, les variations des autres éléments paraissent généralement ordonnées, aussi bien dans les formations sédimentaires que dans les

Fig. 2. Esquisse géologique du Massif du Lys-Cail্লাouas (Pyénées Centrales). Situation des profils d'échantillonnage.



roche ignées. Ce fait, particulièrement net pour l'alumine et pour le fer, l'est aussi, à moindre degré pour le magnésium et pour le titane. Des corrélations qui ont été maintes fois soulignées comme l'un des aspects de la différenciation ignée se retrouvent donc, avec une similitude d'ensemble vraiment remarquable, au sein de formations sédimentaires banales où elles n'avaient jamais été recherchées.

Pour le calcium, la corrélation qui apparaît dans la répartition des faciès ignés est absente des faciès sédimentaires : cette différence s'explique par le simple fait que les sédiments analysés ont été pris exclusivement dans un ensemble quartzo-alumineux à l'exclusion des formations dévoniennes calcaires tandis que les diorites qui donnent les points à teneur en CaO élevée, correspondent au contraire au faciès endomorphe de ces mêmes formations.

Le jeu des métaux alcalins est plus difficile à déceler. Le sodium paraît délié de toute relation nette avec les autres éléments, aussi bien dans les schistes que dans les roches ignées. Le potassium augmente en même temps que l'aluminium dans les schistes. Une évolution inverse apparaît à première vue dans les roches ignées mais cela est encore lié à la particularité des diorites qui, à vrai dire, ne représentent pas un faciès géochimiquement comparable à la série sédimentaire silico-alumineuse.

2°) La fig. 4 est particulièrement éloquente et montre que pour tous les éléments majeurs dosés, les points représentatifs du granite porphyroïde commun (qui correspond à la masse du Massif du Lys-Caillaouas) sont répartis dans des zones qui chevauchent les zones correspondantes de la série antégothlandienne, avec une conformation et une orientation analogues. Quoique la superposition ne soit pas rigoureuse, l'affinité géochimique est frappante. Parmi les faciès ignés, les points qui au contraire se détachent de la série antégothlandienne sont les points correspondant soit aux granites à deux micas (ou granulites) — lesquels situés en filons correspondent à des accidents locaux — soit aux diorites dont nous venons de dire qu'elles n'étaient pas à priori géochimiquement comparables à des sédiments silico-alumineux.

En conclusion et tout en soulignant dès maintenant l'intérêt que présentera l'extension d'études de ce genre à d'autres massifs, il est permis de poser nettement le problème de l'origine du granite du Massif du Lys-Caillaouas. En effet, si dans le cadre des idées magmatistes on devait considérer ce granite comme issu de la consolidation d'un magma d'origine extérieure à la série sédimentaire dans laquelle il serait venu s'injecter, l'étonnante similitude de composition qui existe entre le granite porphyroïde commun et les schistes sur lesquels il repose est vraiment troublante et difficilement explicable ; et combien plus satisfaisante est l'hypothèse qui consiste à penser que dans un vaste ensemble sédimentaire en voie de métamorphisme, et soumis de ce fait à des conditions thermo-dynamiques particulières, à un moment donné et pour des raisons qu'il faudra déterminer, s'est déclanché dans certains niveaux et sans fusion le phénomène de granitisation d'une série sédimentaire dont la composition était déjà très proche, sinon pratiquement identique à celle d'un granite.

La zone axiale primaire des Pyrénées offre de nombreuses possibilités pour l'extension de recherches semblables à celles que nous venons de décrire. Dans la figure 5 sont rassemblées sous forme de diagrammes de HARKER des analyses de granites provenant de divers massifs pyrénéens (Lys-Caillaouas, Néouvielle et Cauterets, Quérigut). Outre les corrélations précédemment soulignées, ce diagramme fait apparaître des groupements d'affinité dont

quelques-uns au moins sont en rapport avec la nature de l'enveloppe paléozoïque des massifs. C'est ainsi que les granites de Néouvielle et de Cauterets qui affleurent dans des formations dévoniennes riches en passées calcaires se groupent avec les diorites liées aux enclaves calcaires dévoniennes dans le Massif du Lys-Caillaouas.

Autres travaux sur les granites français : Toujours à l'aide du quantomètre ont été entreprises des recherches sur la composition de granites provenant de massifs hercyniens français, Vosges et Bretagne. Ces études se situent dans un cadre différent de celles entreprises dans les Pyrénées. Alors que ces dernières sont orientées vers une étude analytique systématique des échanges qui se sont produits ou non lors de la genèse du granite dans les diverses parties de la Chaîne, les autres recherches constituent une première étape d'une vaste enquête sur la composition de l'ensemble des granites français considérés aussi bien du point de vue des éléments majeurs que des éléments de trace.

Les figures 6 et 7 sont représentatives des compositions en éléments majeurs d'un certain nombre de granites des Vosges et de Bretagne. Les figures 8 à 13 donnent un aperçu sur l'étude des relations entre les éléments majeurs et les éléments de trace dans l'ensemble des granites analysés.

Pour les **éléments majeurs**, les corrélations qui se dégagent sont dans l'ensemble comparables à celles mises en évidence dans les granites pyrénéens. A priori, un tel résultat n'a rien de surprenant puisqu'il rejoint un faisceau de données concordantes obtenues dans diverses régions du monde. Toutefois, si la configuration et l'orientation des champs de variation sont ainsi déjà connus *grosso modo*, il est permis de penser que des analyses plus nombreuses aboutissent à caractériser chaque massif ou chaque province de façon plus précise par un ensemble de courbes ou de droites, ou à distinguer de même plusieurs faciès à l'intérieur d'un massif unique.

Pour les **éléments de trace**, les premières études orientent vers l'usage du groupement (Fe + Mg + Ti), en nombre d'atomes grammes dans 100 grs de roche, comme paramètre de référence, notamment dans les granites à biotite. Il se dégage ainsi quelques corrélations dont il importera de mieux préciser la valeur : Ba — (Fe + Mg + Ti), V — (Fe + Mg + Ti) et de définir les liens avec la composition minéralogique.

Par contre, les graphiques Sr — Ca et surtout Ba — K, avec répartition quelconque des points sont assez surprenants eu égard aux idées admises sur les substitutions isomorphiques dans les réseaux des feldspaths. En effet l'existence de telles substitutions impliquerait à priori des corrélations qui n'apparaissent pas. D'ores et déjà, dans le cas du Baryum, l'hypothèse n'est pas exclue d'une localisation dans la biotite (corrélation avec Fe + Mg + Ti), en substitution du potassium, plutôt que dans le feldspath potassique (absence de corrélation avec le potassium total). De nouvelles études sont nécessaires, avec dosage des éléments dans des minéraux isolés des roches.

Relations entre la composition des granites et leur teneur en Uranium. — Depuis plusieurs années sont également poursuivies à Nancy des recherches systématiques sur la répartition de l'Uranium dans les roches granitiques. Ces recherches sont exécutées par collaboration étroite entre le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques où les roches sont analysées au quantomètre et le Centre de Recherches Radiogéologiques dans lequel sont exécutées toutes les mesures concernant le dosage de l'Uranium sous ses diverses formes. Ces travaux exécutés en liaison étroite avec le Commissariat à l'Énergie Atomique,

sont dirigés conjointement par l'auteur et M. René COPPENS, Professeur de Radiogéologie à la Faculté des Sciences de Nancy et sous-directeur du Centre de Recherches Radiogéologiques.

L'idée de base a été, à l'origine, l'étude des relations susceptibles d'exister entre la répartition générale de l'Uranium dans un massif cristallin et l'existence de gisements exploitables dans ce même gisement.

Un premier programme a été réalisé en Vendée dans le Massif de Mortagne et a déjà fait l'objet de publications (M. ROUBAULT et R. COPPENS, 1957, 1960, 1962). Le principal résultat a été la mise en évidence, à la périphérie et à une certaine distance des filons uranifères, d'une zone dans laquelle la teneur en Uranium est notoirement plus faible que dans le granite commun du même massif loin de tout gisement. Un tel fait appelle immédiatement à l'esprit l'idée d'une relation de cause à effet entre l'appauvrissement d'une certaine zone granitique d'une part, et la présence de concentration à haute teneur, d'autre part ; à priori et dans le cadre de l'évolution actuelle des idées en métallogénie, on songe à la possibilité d'un phénomène du type désigné sous le nom de sécrétion latérale.

Devant l'importance de cette observation, il a été décidé d'entreprendre des recherches similaires dans le Limousin et dans le Forez. Les données suivantes relatives au Limousin sont présentées à titre de première information sur un travail en cours ; elles permettent néanmoins d'avoir un premier aperçu de la méthode employée et de l'esprit dans lequel les recherches sont conduites.

La surface des roches granitiques qui doit être couverte par le programme est d'environ 400 km² ; les prélèvements sont faits à la maille de 500 mètres soit 4 par km² et seront au total d'environ 1 600. Ces 1 600 échantillons sont l'objet d'une double étude pétrographique et radiogéologique. Leur étude pétrographique, en particulier l'analyse quantitative, est faite dans les mêmes conditions que celles des granites précédemment envisagés. L'étude radiogéologique comporte :

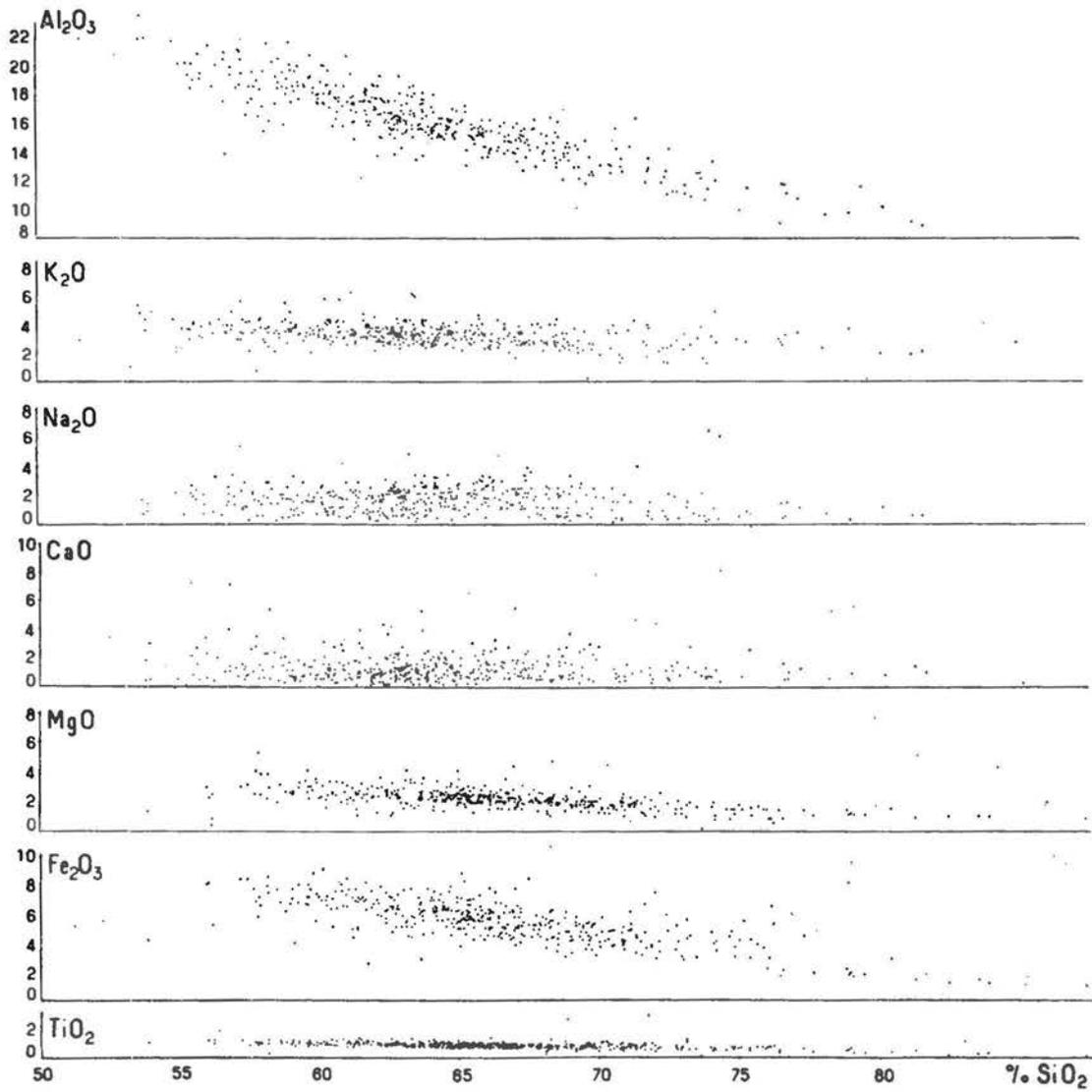
a) sur le terrain, une mesure de la radioactivité γ au compteur Geiger-Müller.

b) au laboratoire, les mesures de la teneur en U total par fluorimétrie, de la teneur en U « fixé » par fluorimétrie après lessivage à HCl dilué, de la radioactivité α totale par plaques nucléaires sur poudres, l'étude de la répartition de la radioactivité α par autoradiographie de lames minces, l'étude des inclusions radioactives, enfin l'établissement du spectre γ à l'aide d'un sélecteur à 200 canaux.

Une première campagne a porté sur 336 échantillons dont toutes les analyses sont achevées ; et les résultats acquis bien que partiels conduisent déjà à une observation inattendue. Contrairement au résultat de nos propres mesures en Vendée et aux publications de la totalité des auteurs, il existe en effet dans la région étudiée une **relation inverse** entre la teneur en SiO₂ et la teneur en U fixé. Le tableau 3 et la figure 14 rendent compte de ce fait. On a noté d'autre part une augmentation parallèle de la teneur en U fixé et de la teneur en Oxyde de fer (tableau 4 et figure 15).

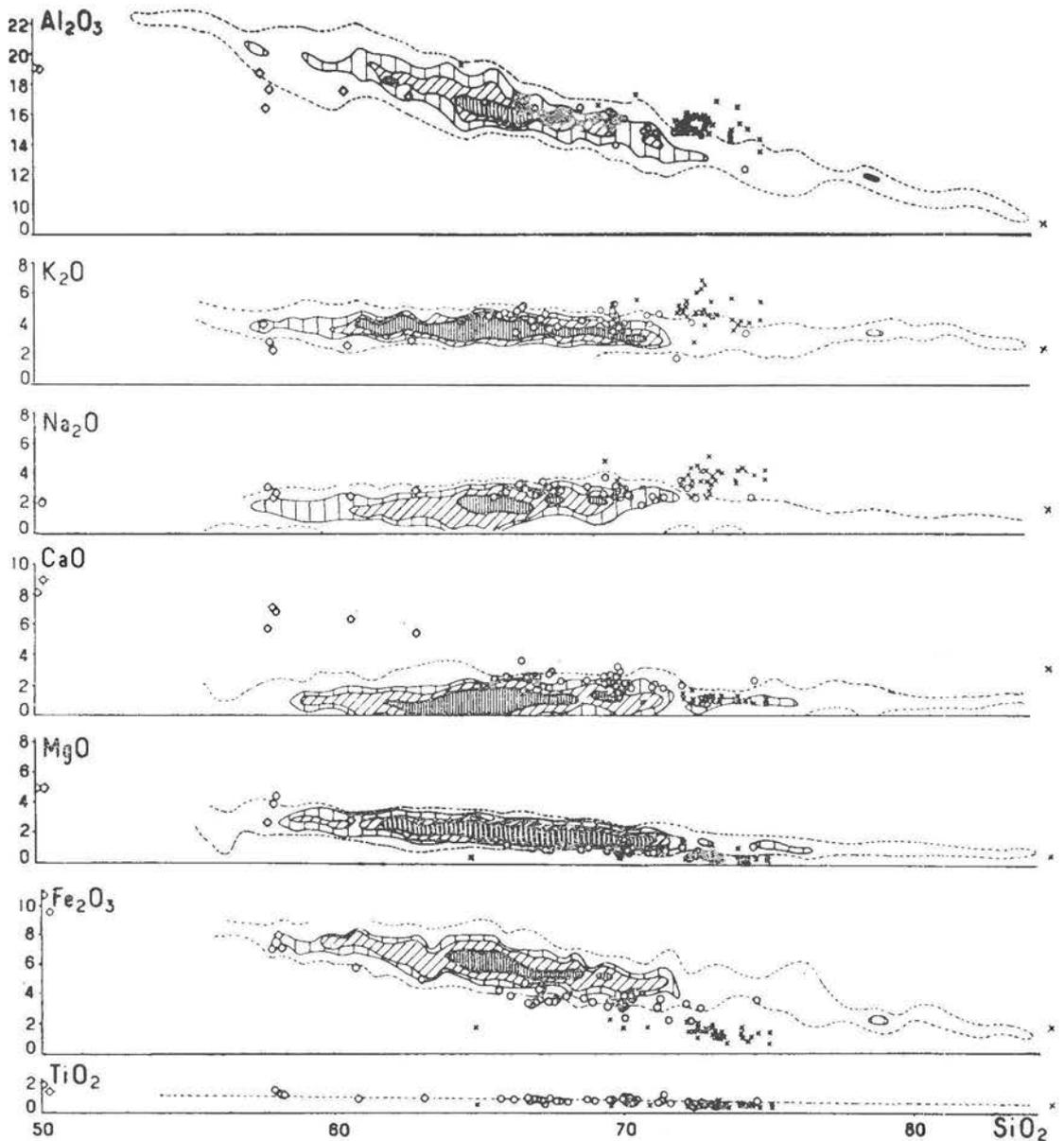
Le présent mémoire ne comporte pas de conclusion scientifique d'ensemble puisque les sujets qu'il a abordés sont divers. Il montre néanmoins dans quel sens sont orientées certaines des principales recherches effectuées à l'heure présente et en équipe par les pétrographes et géochimistes de NANCY ; les résultats déjà obtenus justifient amplement l'importance de l'effort réalisé.

Manuscrit reçu au mois de mars 1963.



Séries anté-gothlandiennes du Lys-Cailaouas(Pyrénées)

Fig. 3. Figuration ponctuelle, sur un diagramme de *Harker*, des échantillons prélevés dans les formations schisteuses anté-gothlandiennes.



MASSIF DU LYS CAILLAOUAS - Séries paléozoïques et roches ignées

Séries paléozoïques

 Courbes d'égale densité de points figuratifs d'échantillons très nombreux de schistes (série anté-gothlandienne)

Roches ignées

• Granite fin à 2 micas - ◦ Granite porphyroïde banal - ◊ Diorite quartzique

Fig. 4. Figuration ponctuelle, sur un diagramme de Harker, des échantillons prélevés dans le complexe igné. Rappel, en courbes d'égale densité de points, de la répartition des points figuratifs des formations schisteuses.

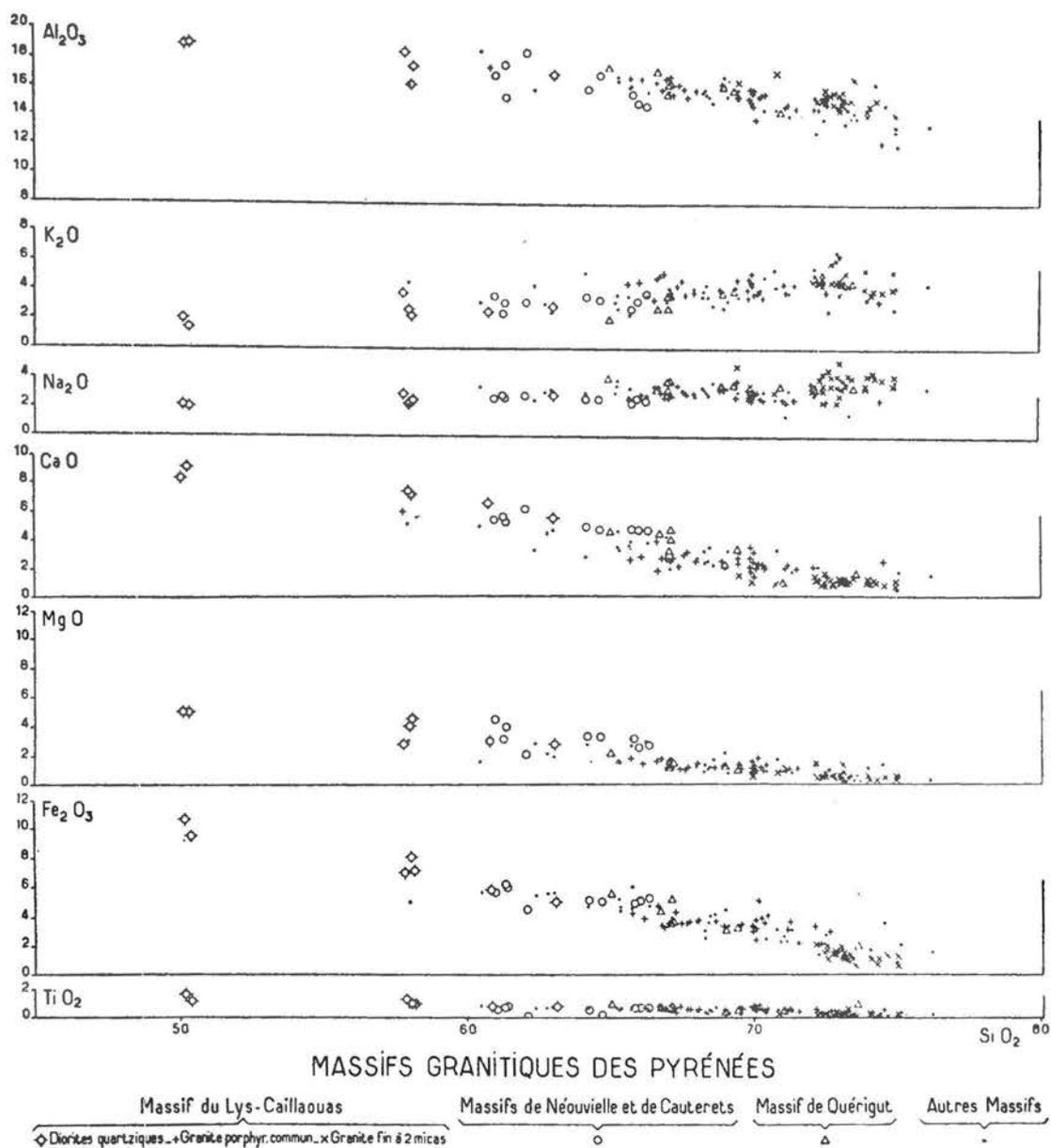
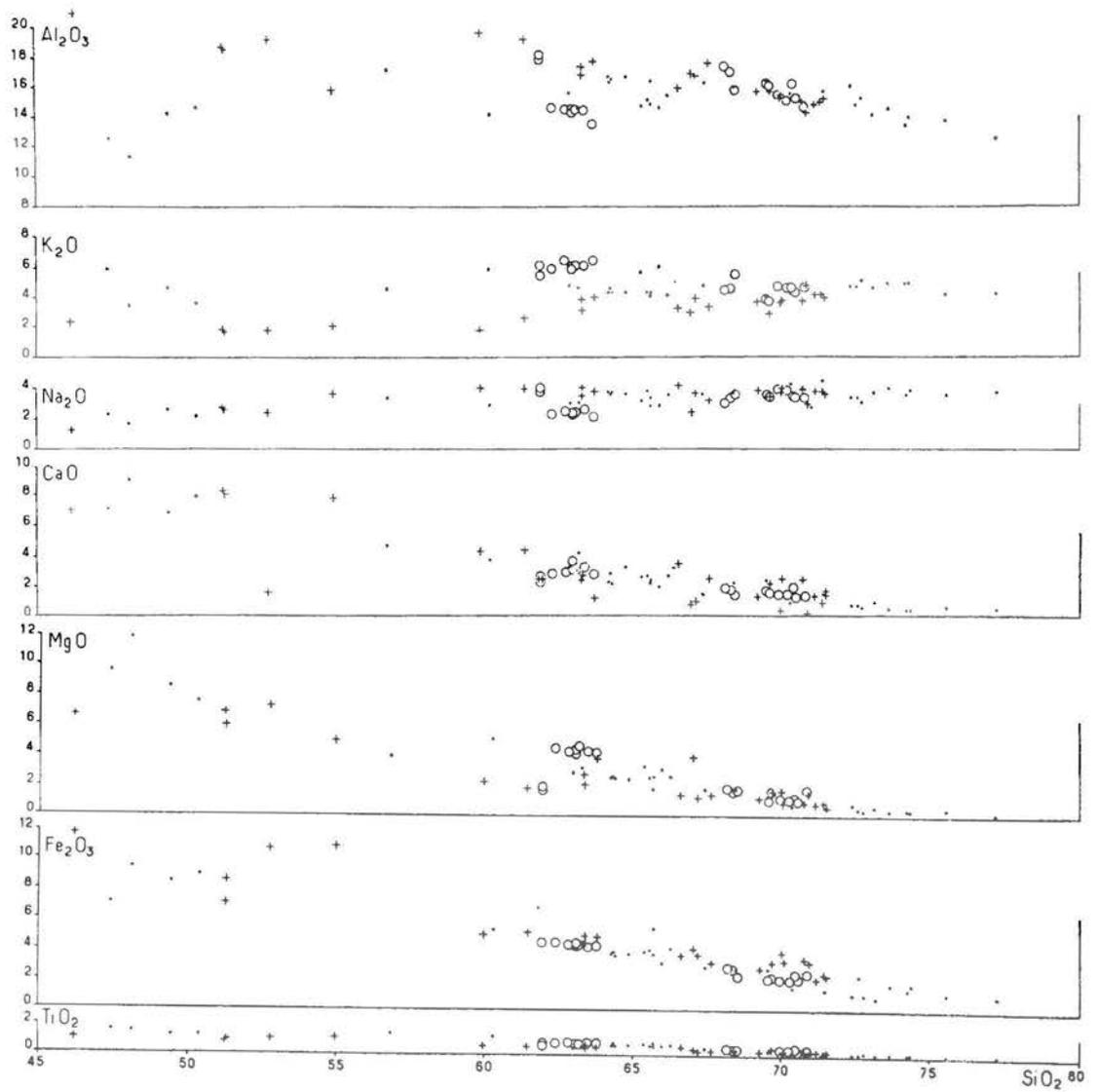


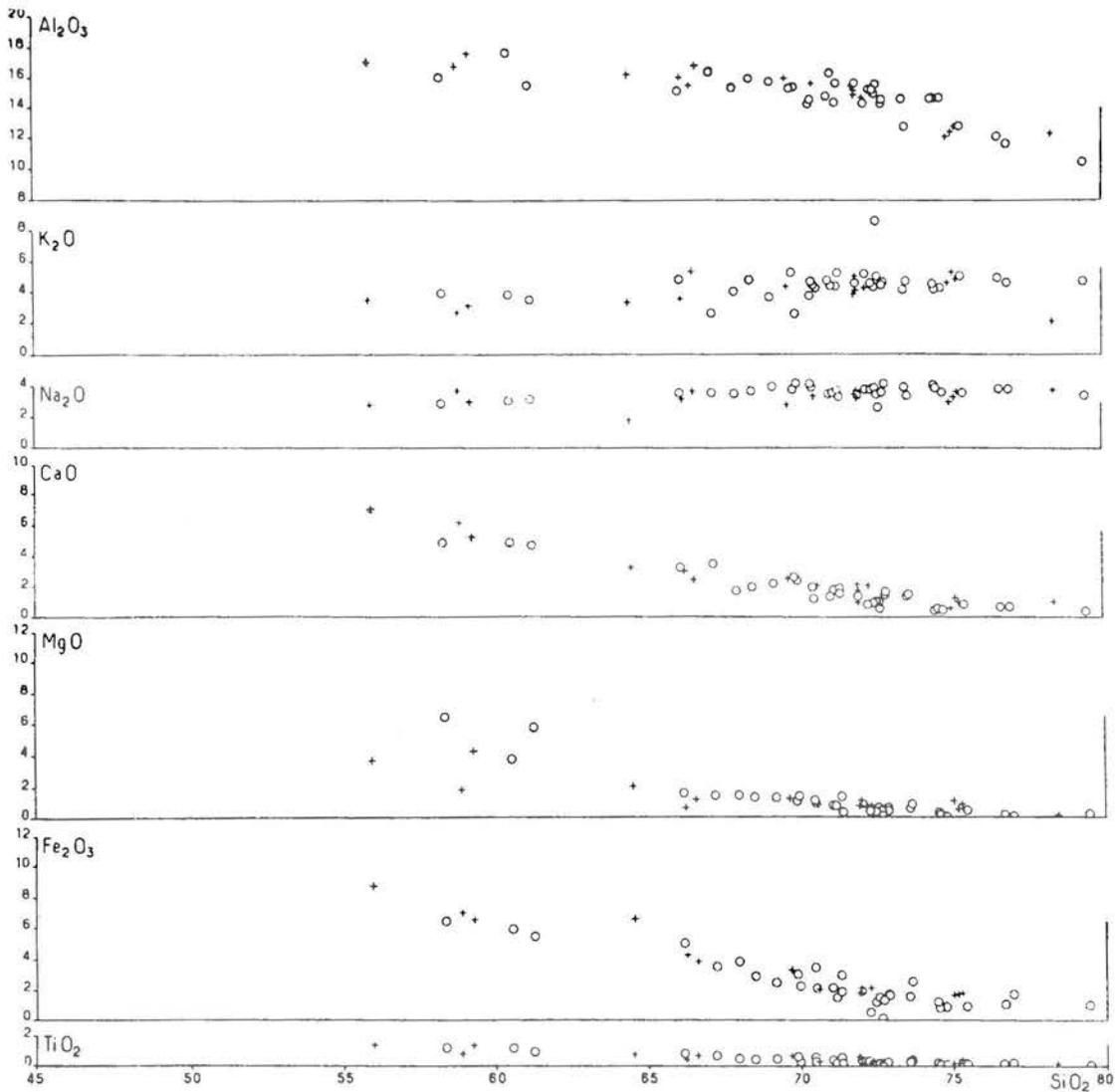
Fig. 5 - 6 - 7. Figuration, sur un diagramme de *Harker*, d'échantillons prélevés dans divers massifs granitiques des Pyrénées (5), des Vosges (6) et de Bretagne (7).



-VOSGES-

Granites et roches associées - Analyses nouvelles

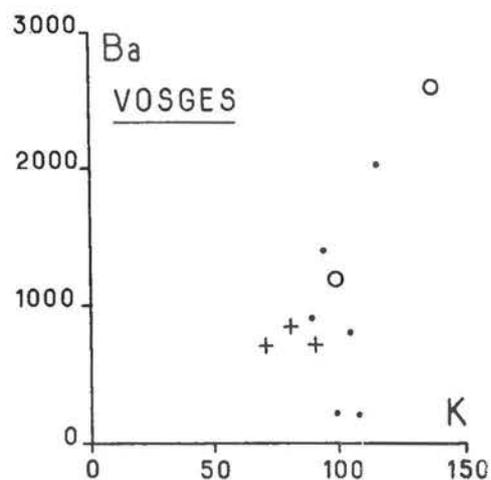
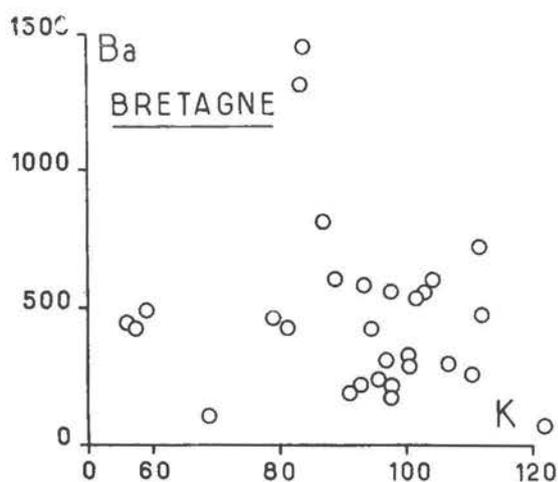
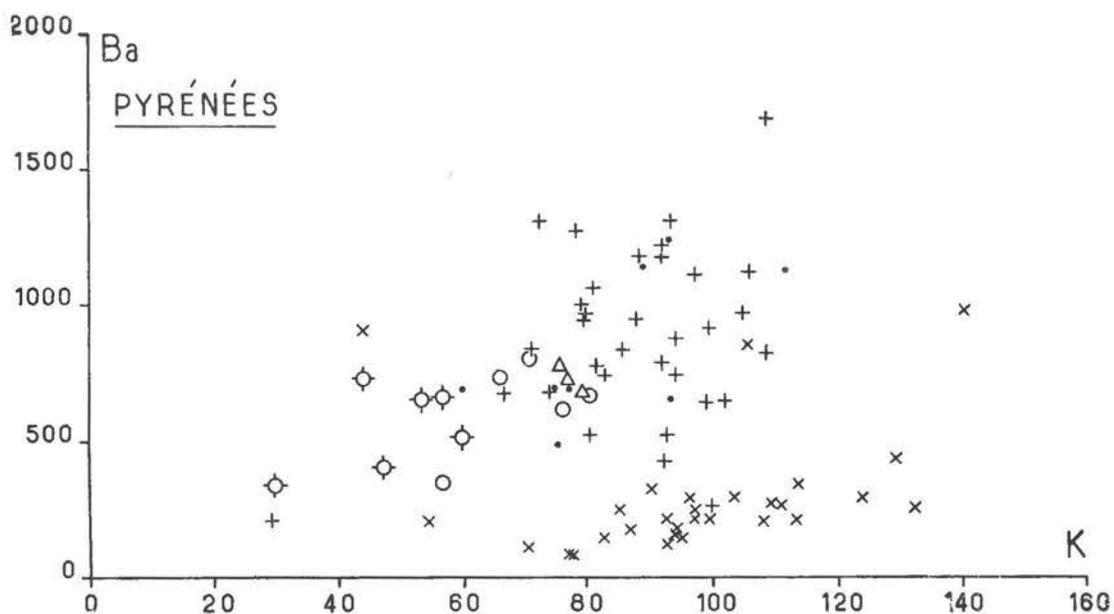
+ groupe du Champ du Feu - o groupe des Crêtes - • massifs individualisés et roches de filon



BRETAGNE.

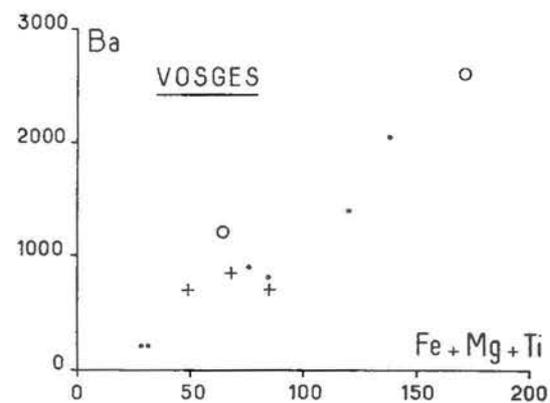
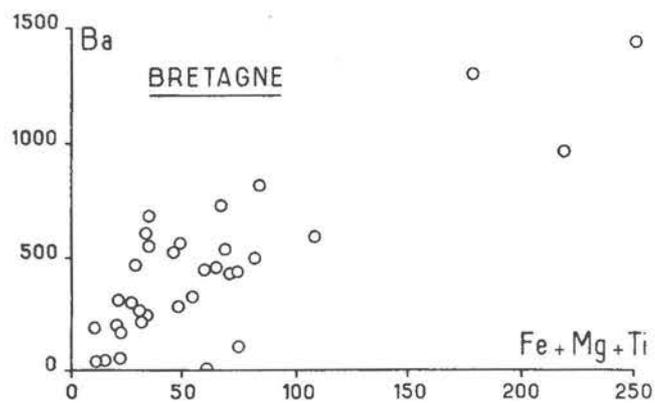
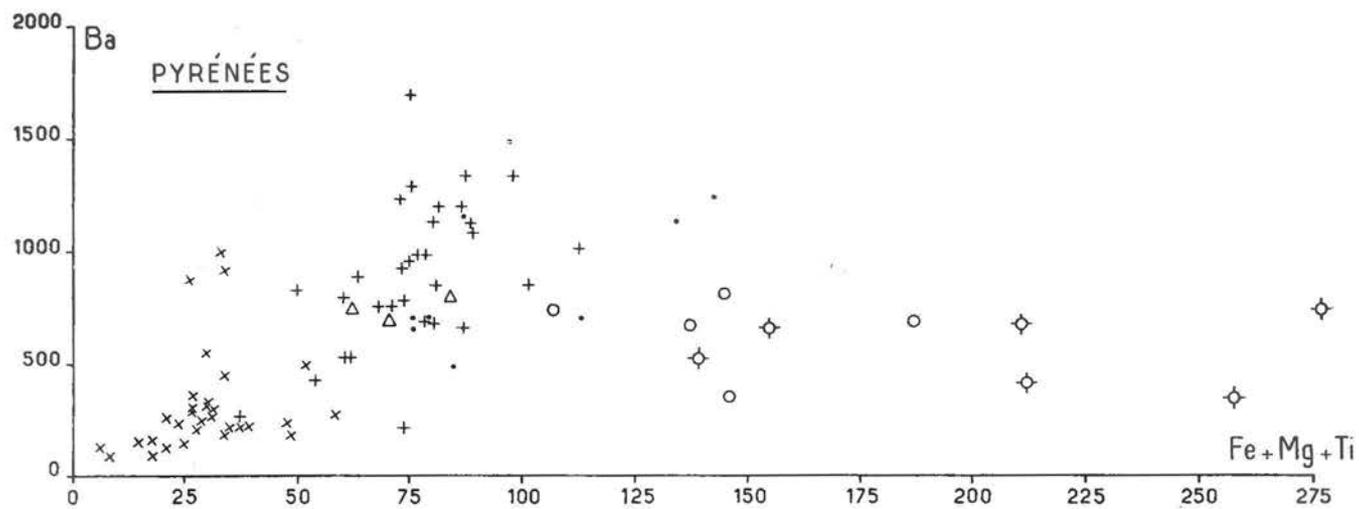
(Finistère, Côtes du Nord)

Granites et roches associées
 + analyses anciennes, o analyses nouvelles



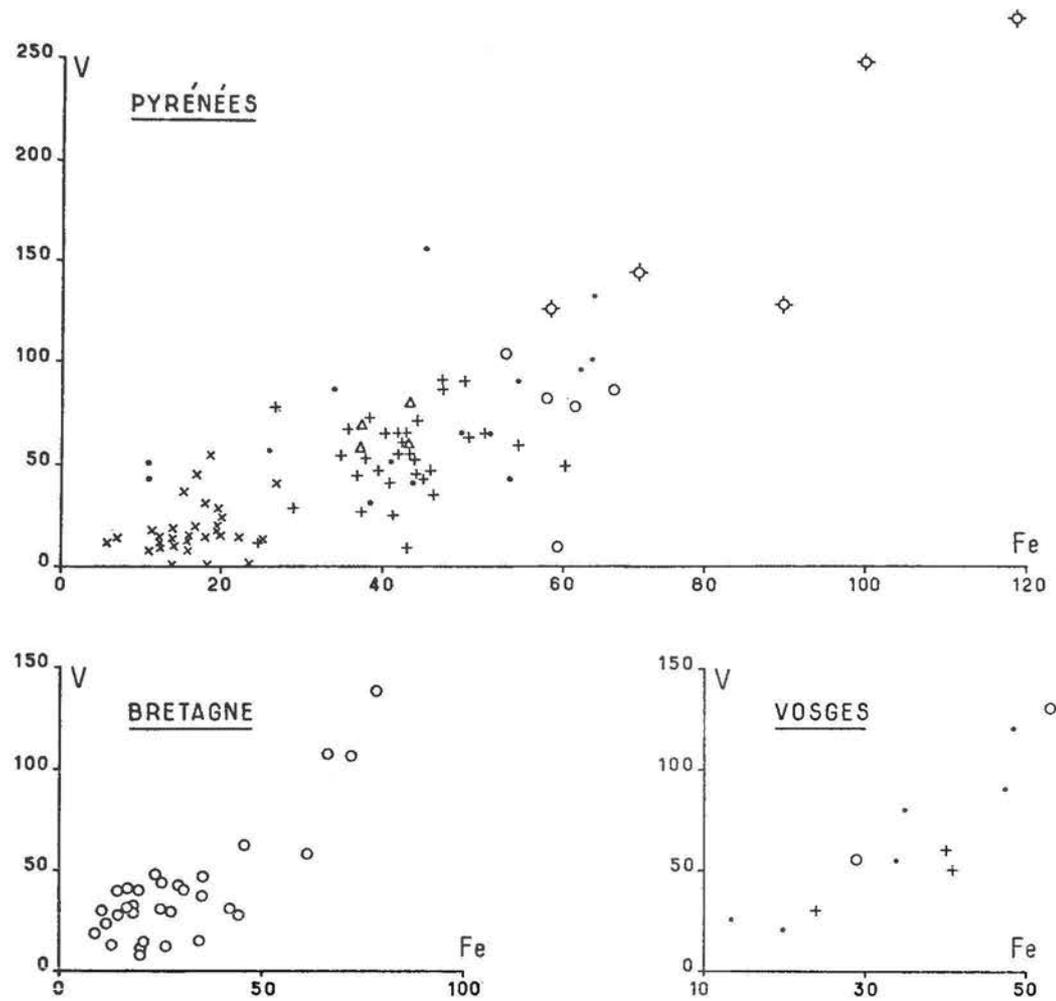
— Relations entre Ba et K dans quelques granites français. —

Fig. 8 à 13. Relations entre éléments de traces (en p. p. m.) et éléments majeurs (en milliatomes grammes pour 100 g. de roche). Les figures correspondent à ceux des diagrammes de Harker. — Fig. 8. Relations entre Ba et K. — Fig. 9. Relations entre Ba et le groupe (Fe + Mg + Ti). — Fig. 10. Relations entre V et Fe. — Fig. 11. Relations entre V et le groupe (Fe + Mg + Ti). — Fig. 12. Relations entre Sr et Ca. — Fig. 13. Relations entre Sr et le groupe (Fe + Mg + Ti).



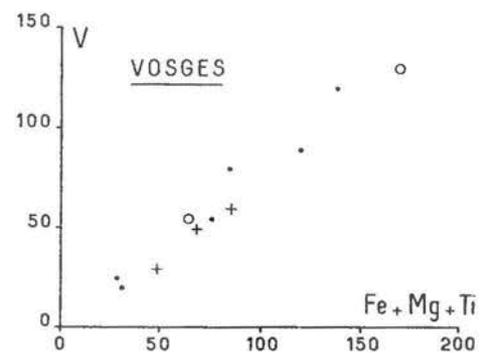
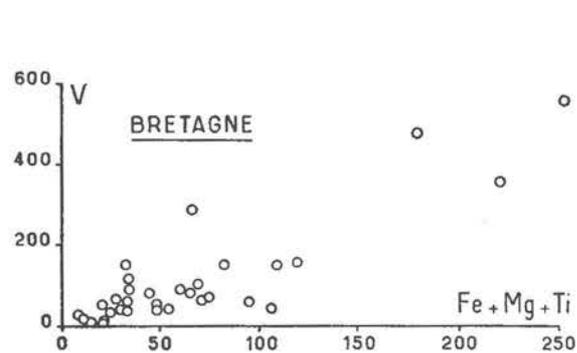
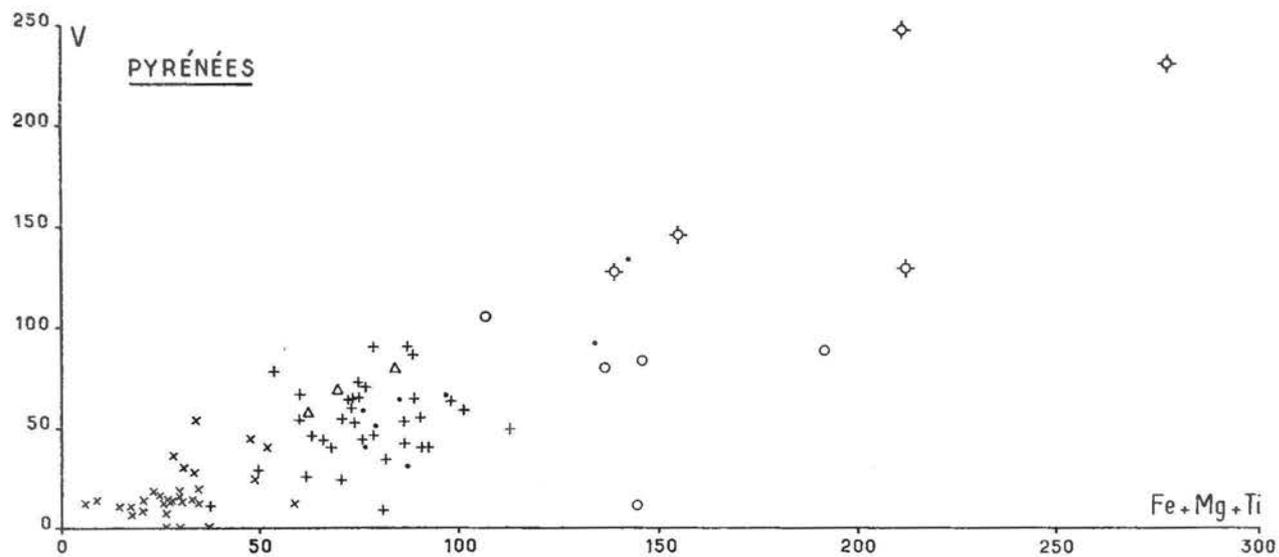
— Relations entre Ba et le groupe Fe-Mg-Ti dans quelques granites français —

Fig. 9 - en ordonnées : p. p. m. , en abscisses : milliatomes gr. pour 100 grammes

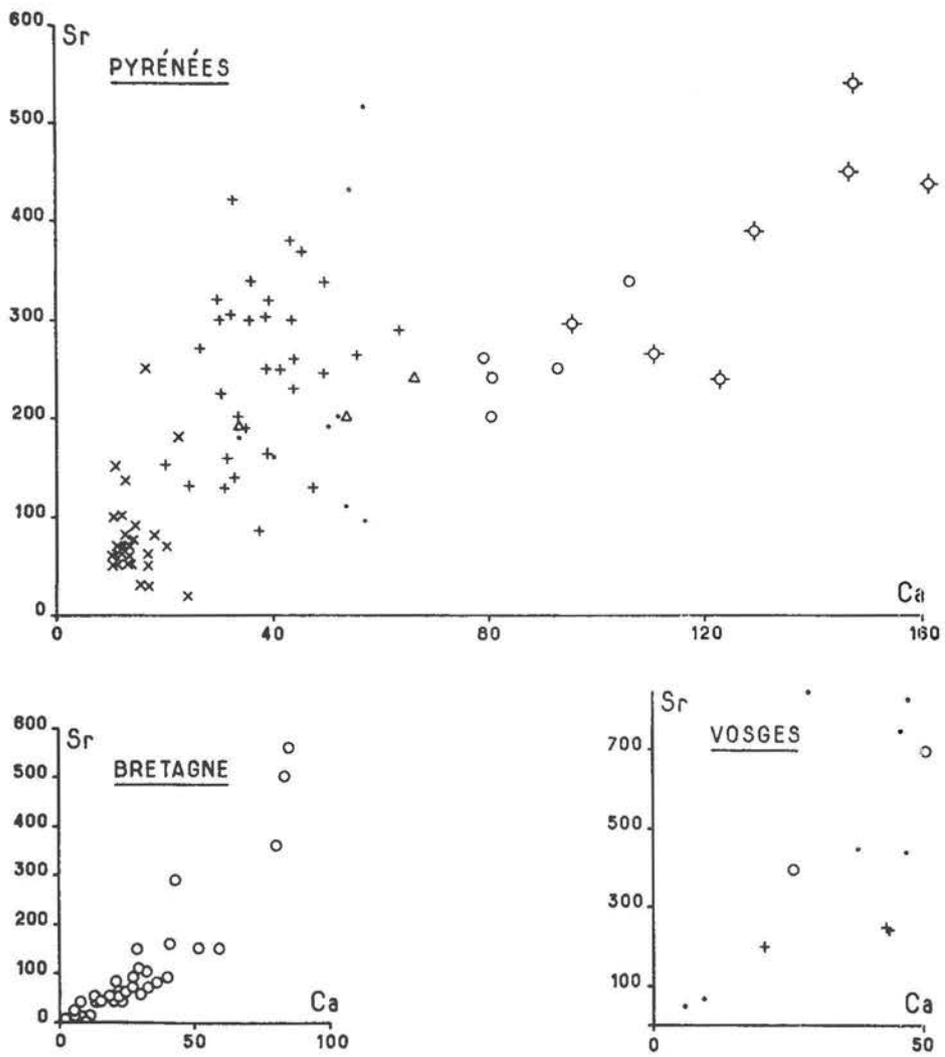


- Relations entre V et Fe dans quelques granites français -

Fig. 10 - en ordonnées : p.p.m., en abscisses : milliatomes gr. pour 100 grammes

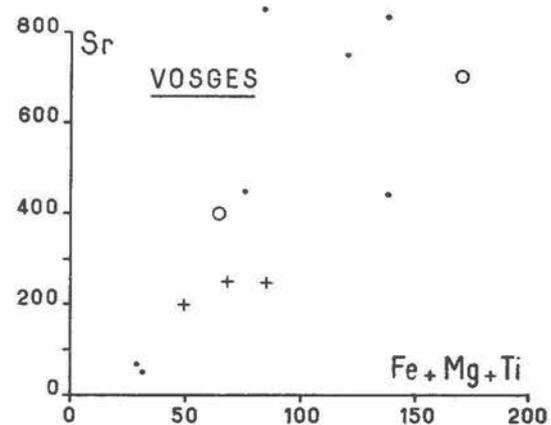
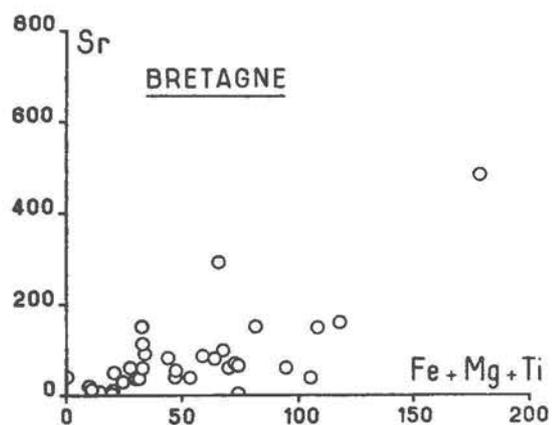
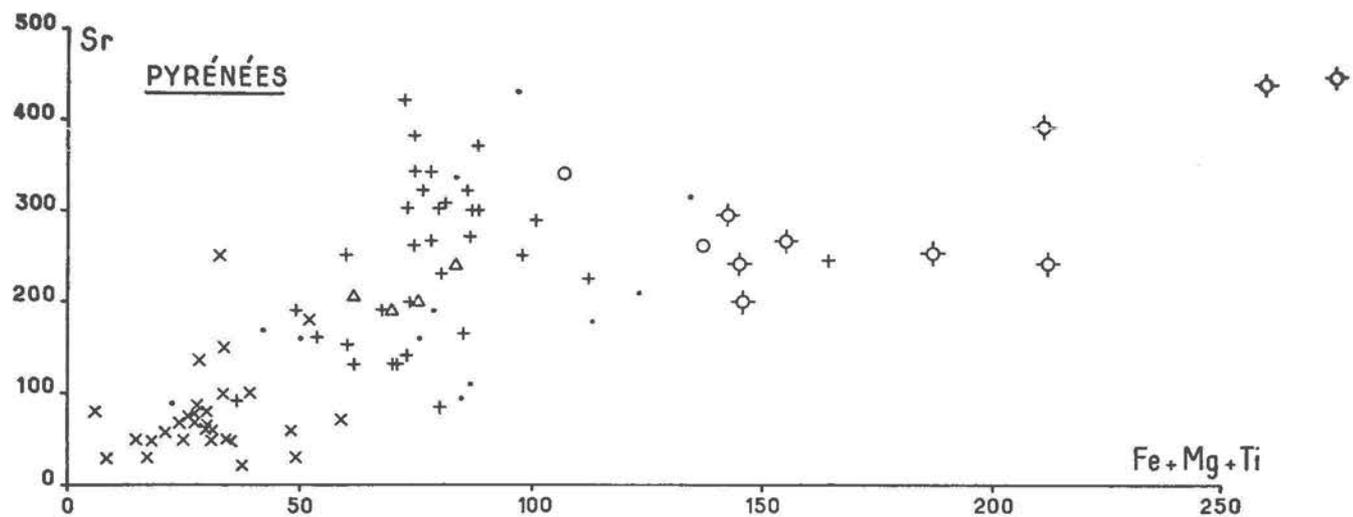


_ Relations entre V et le groupe Fe.Mg.Ti dans quelques granites français _
 Fig. 11 - en ordonnées : p.p.m., en abscisses : milliatomes gr. pour 100 grammes



Relations entre Sr et Ca dans quelques granites français.

Fig. 12 - en ordonnées : p.p.m., en abscisses : milliatomes gr. pour 100 grammes



Relations entre Sr et le groupe Fe-Mg-Ti dans quelques granites français.
 Fig. 13 - en ordonnées : p.p.m., en abscisses : milliatomes gr. pour 100 grammes

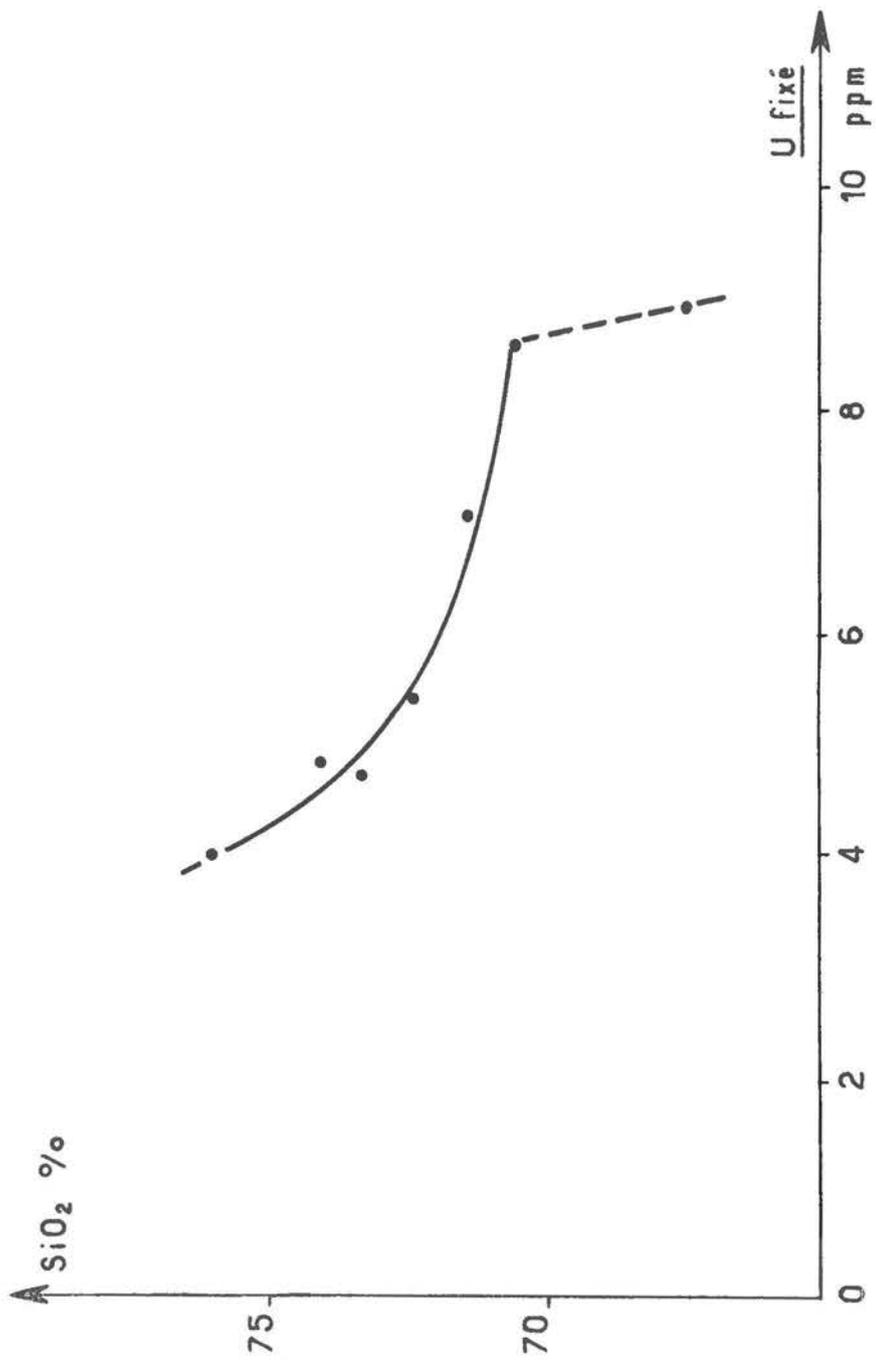


Fig. 14. Graphique SiO₂/Uranium fixé obtenu en prenant les moyennes de SiO₂ entre 70-71 %, 71-72 %, etc... et les moyennes en Uranium fixé correspondantes.

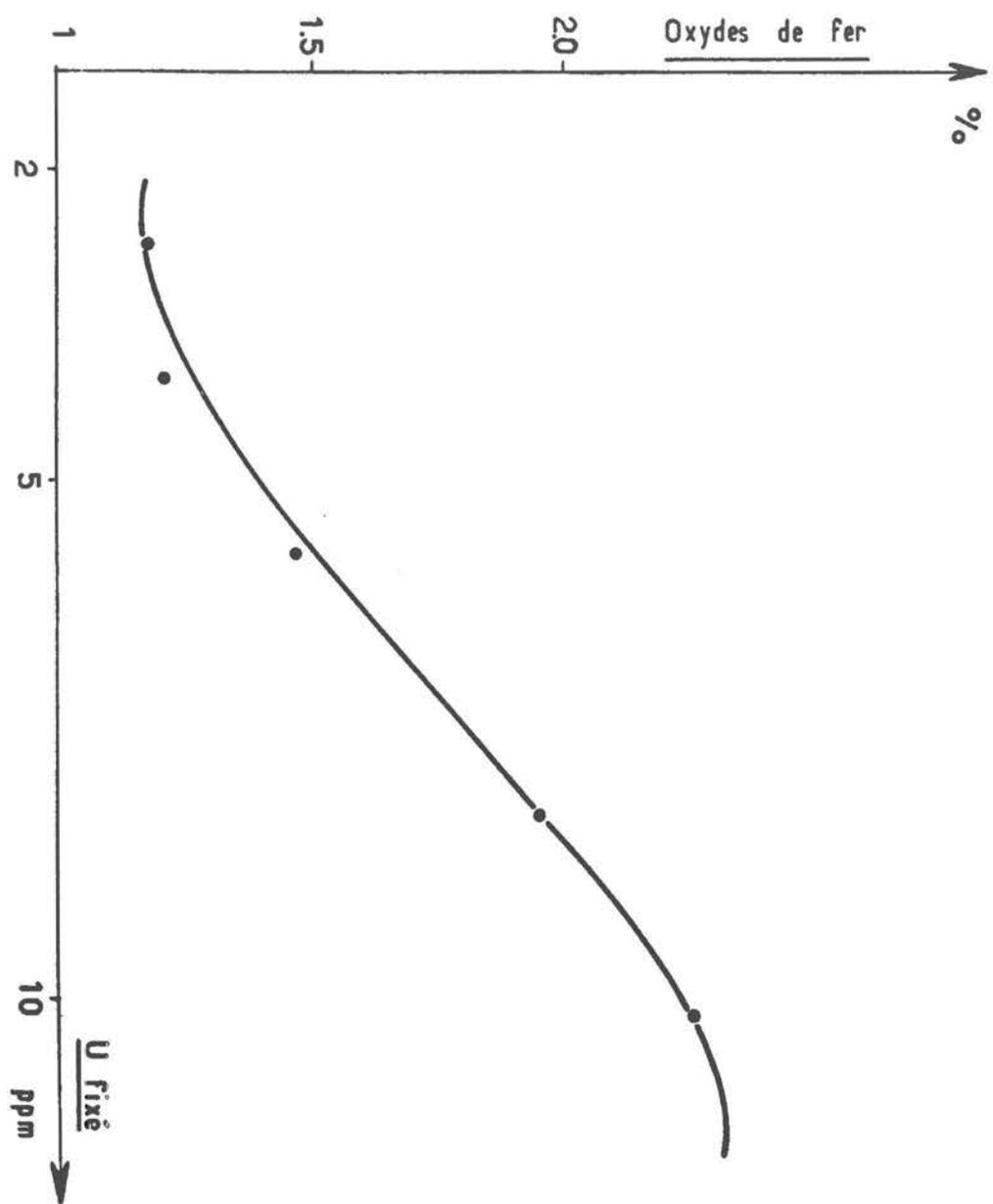


Fig. 15. Graphique obtenu en prenant les moyennes en Uranium fixé entre 1 et 3 ppm., 3 et 5 ppm., 5 et 7 ppm. et les moyennes des oxydes de fer correspondantes.

BIBLIOGRAPHIE

- CLIN M. (1959) — Étude géologique de la Haute Chaîne des Pyrénées Centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque du Lys. Un mémoire 379 p., Thèse Nancy.
- DANIELSON A., LUNDGREN F. and SUNDSVIK G. (1959) — The tape machine I, II and III. *Spectrochimica Acta*, pp. 122-137.
- FAIRBAIRN H.W. (1953) — Precision and accuracy of chemical analysis of silicate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, pp. 143-156.
- GOVINDARAJU K. (1960) — Contribution à l'analyse spectrochimique des roches silicatées et des silicates naturels. Dosage des éléments majeurs. *G.A.M.S.*, pp. 221-245.
- GOVINDARAJU K. (1962) — Nouveaux progrès dans le dosage des éléments majeurs des roches par spectrométrie photo-électrique avec le quantomètre A.R.L. (sous presse).
- LACROIX A. (1898-1900) — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. Service Carte Géol. Fr., Bull. n° 64, t. X, 68 p., 3 pl., juin 1898 et Bull. n° 71, t. XI 64 p., septembre 1900.
- MEHNERT K.R., WILLGALLIS A. (1957) — Zum Alkalihaushalt der Granitisation im Schwarzwald an Hand flammenphotometrischer Reihenanalysen — Stuttgart (1957), Extr. Neues Jahrb. Mineral. Abh., Bd. 91, 1 tabl. h. t., 4 fig., pp. 104-130.
- MEHNERT K.R. (1960) — Zur Geochemie der Alkalien im tiefen Grundgebirge — Eingegangen 1960, Extr. Beiträge zur Mineralogie und Petrographie 7, pp. 318-339, 10 fig.
- ROUBAULT M. et SINSOU J. (1956) — Contribution à la mise au point des méthodes d'analyse spectroquantitative des roches cristallines silicatées. *G.A.M.S.*, 19e Congrès, Paris, pp. 35-71.
- ROUBAULT M. et COPPENS R. (1957) — Sur la présence d'autunite de formation récente dans les granites altérés de la Région de Mallièvre-lès-Epesses. *C.R. Ac. Sc.*, t. 245, p.101-103.
- ROUBAULT M., de la ROCHE H. et GOVINDARAJU K. (1960) — Sur l'analyse quantitative des roches silicatées naturelles à l'aide du spectrographe à réseau à enregistrement direct. *C.R. Ac. Sc.*, t. 250, pp. 2912-2914, 25 avril 1960.
- ROUBAULT M. et COPPENS R. (1960) — Etude radiogéologique d'une partie du Massif granitique de Mortagne (Vendée) — Intern. Geol. Congrès, XXIe session, Norden 1960, Part. XV, Copenhague 1960.
- ROUBAULT M. et COPPENS R. (1962) — Gîtes uranifères filoniens en roches cristallines et radioactivité des roches encaissantes. *C.R. Ac.Sc.*, t. 254, p. 393-396.

TABLEAU no 1

Programme analytique		Gamme des concentrations dosées	
Elément	Longueur d'onde		
Groupe A — ÉLÉMENTS MAJEURS			
Si	2514 Å	SiO ₂	40,00 à 80,00%
Al	3082	Al ₂ O ₃	11,00 — 23,00%
Fe	2739	Fe ₂ O ₃	0,50 — 13,00%
Mn	2536	MnO	0,02 — 0,20%
Mg	2852	MgO	0,25 — 11,00%
Ca	3159	CaO	0,25 — 13,00%
Ti	3372	TiO ₂	0,10 — 1,60%
Groupe B — ÉLÉMENTS DE TRACE			
Ba	4554	Ba	10 à 3000 p.p.m.
Be	3130	Be	0,1 — 30
Co	3453	Co	10 — 1000
Cr	4275	Cr	10 — 1000
Cu	3247	Cu	10 — 1000
Ni	3415	Ni	10 — 1000
Sc	4246	Sc	10 — 300
Sr	4607	Sr	10 — 3000
V	4379	V	10 — 1000
Yb	3289	Yb	1 — 30

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Programme d'analyse des roches silicatées avec le quantomètre A. R. L.
— Janvier 1963 —

Tableau no 1 — Programme analytique du quantomètre et gamme des concentrations dosées.

TABLEAU no 2

Granite G ₁				Diabase W ₁					
Valeurs moyennes		Écart-type		Valeurs moyennes		Écart-type			
Quantométrie	Chimie	Quant.	Chimie	Quantométrie	Chimie	Quant.	Chimie		
3,00	72,70	72,86	1,37	0,35	52,80	52,90	52,69	1,13	0,32
1,50	13,90	13,94	0,59	0,32	14,80	14,80	14,72	0,51	0,50
2,20	1,95	2,02	0,15	—	11,85	11,10	11,73	0,40	—
1,47	1,40	1,41	0,06	0,11	10,80	11,00	10,96	0,22	0,19
1,41	0,40	0,39	0,03	0,10	6,60	6,50	6,63	0,25	0,28
1,031	0,032	0,027	0,001	0,007	0,169	0,175	0,165	0,004	0,03
1,22	0,25	0,25	0,01	0,04	0,96	0,98	1,10	0,04	0,15
1,33	3,33	3,25	0,09	0,17	2,08	2,08	2,00	0,11	0,19
1,50	5,50	5,42	0,31	0,37	0,60	0,60	0,63	0,13	0,15

Tableau no 2 — Etude comparative des méthodes chimiques et quantométriques sur l'exemple des échantillons standards G₁ (granite) et W₁ (diabase).

TABLEAU no 3

	Teneur en Silice (%) moyenne	Teneur en Uranium fixé (p.p.m.) moyenne
> 75%	76,05	3,99
74 à 75%	74,17	4,82
73 à 74%	73,35	4,71
72 à 73%	72,39	5,41
71 à 72%	71,48	7,06
70 à 71%	70,56	8,53
< 70%	66,99	9,02

Tableau no 3 — Tableau donnant les relations entre la Silice et l'Uranium fixé.

TABLEAU no 4

	Teneur en Uranium fixé (p.p.m.)	Teneur en Oxydes de fer moyenne (%)
1 à 3 p.p.m.	2,67	1,19
3 à 5	4,01	1,22
5 à 7	5,75	1,49
7 à 9	8,16	1,97
9 à 11	10,05	2,26
11 p.p.m.	12,25	2,28

Tableau no 4 — Tableau donnant les relations entre l'Oxyde de Fer et l'Uranium fixé.

SOIL MAP OF EASTERN NIGERIA

LEGEND

LITHOSOLS



A Shallow pale brown soils derived from acid crystalline rocks.



B Shallow brown soils derived from sandy shales.

YOUNG SOILS DERIVED FROM RECENTLY DEPOSITED MATERIALS



C Pale brown loamy alluvial soils.



D Dark grey mangrove soils.



E Brownish yellow fine sandy soils derived from beach deposits.

FERRUGINOUS TROPICAL SOILS



F Red clayey soils derived from basalts.



G Red gravelly and brown sandy soils derived from acid crystalline rocks.

FERRALLITIC SOILS



H Yellowish red gravelly and brown sandy soils derived from acid crystalline rocks.



I Deep porous red soils derived from sandy deposits.



J Deep porous brown soils derived from sandy deposits.

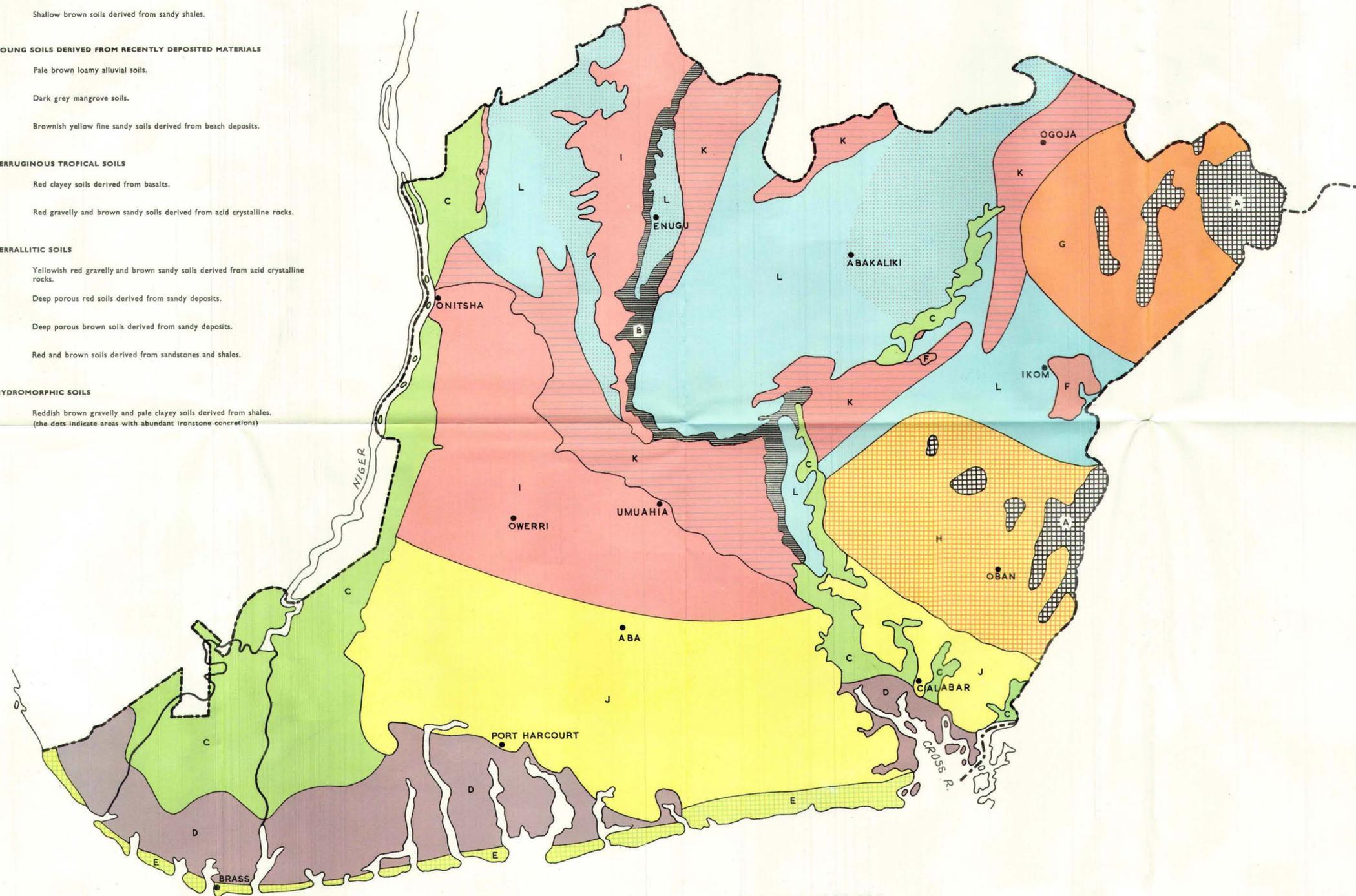


K Red and brown soils derived from sandstones and shales.

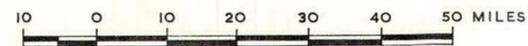
HYDROMORPHIC SOILS



L Reddish brown gravelly and pale clayey soils derived from shales.
(the dots indicate areas with abundant ironstone concretions)



SCALE 1:1000 000



16°

17°

18°

19°

5°

5°

0°

7°