

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 19 (1925-1926)
Heft: 3

Artikel: Compte-rendu de la 42e Assemblée générale de la Société géologique suisse à Aarau le dimanche 9 août 1925
Autor: [s.n.]
Kapitel: B: 42e Assemblée générale, le dimanche 9 août à l'Ecole cantonale d'Aarau
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-158433>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 19.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

MM. les Drs A. AMSLER et M. MÜHLBERG de Frick et d'Aarau ont consenti à se charger d'organiser des excursions à Herznach et dans le Jura soleurois. Elles auront lieu après la session de la S. H. S. N. d'Aarau en août 1925.

Au nom du Comité de la Société Géologique suisse:

Le président: P. Arbenz. Le secrétaire: A. Jeannet.

B. 42^e Assemblée générale, le dimanche 9 août 1925 à l'Ecole cantonale d'Aarau, à 8 heures.

Première partie: **Séance administrative.**

En l'absence de M. P. ARBENZ, empêché d'assister à la séance pour raison de santé, l'assemblée est présidée par M. E. ARGAND, Vice-président. Au cours de la lecture du Rapport annuel du Comité, l'assemblée se lève pour honorer la mémoire de nos membres décédés, parmi lesquels nous comptons deux membres fondateurs: MM. ERNEST FAVRE et H. Fischer-Sigwart. Ce rapport est adopté, ainsi que celui du caissier et des vérificateurs des comptes.

La cotisation annuelle reste inchangée.

MM. les Prof. ARBENZ et ARGAND, président et vice-président de la Société, sont remplacés au Comité par MM. P. BECK et E. GAGNEBIN. M. PARÉJAS est désigné comme successeur de M. GAGNEBIN pour la vérification des comptes.

M. le Dr. M. MÜHLBERG veut bien accepter la présidence de la partie scientifique avec MM. PH. BOURQUIN et Dr. BENDEL comme secrétaires.

Le secrétaire: A. Jeannet.

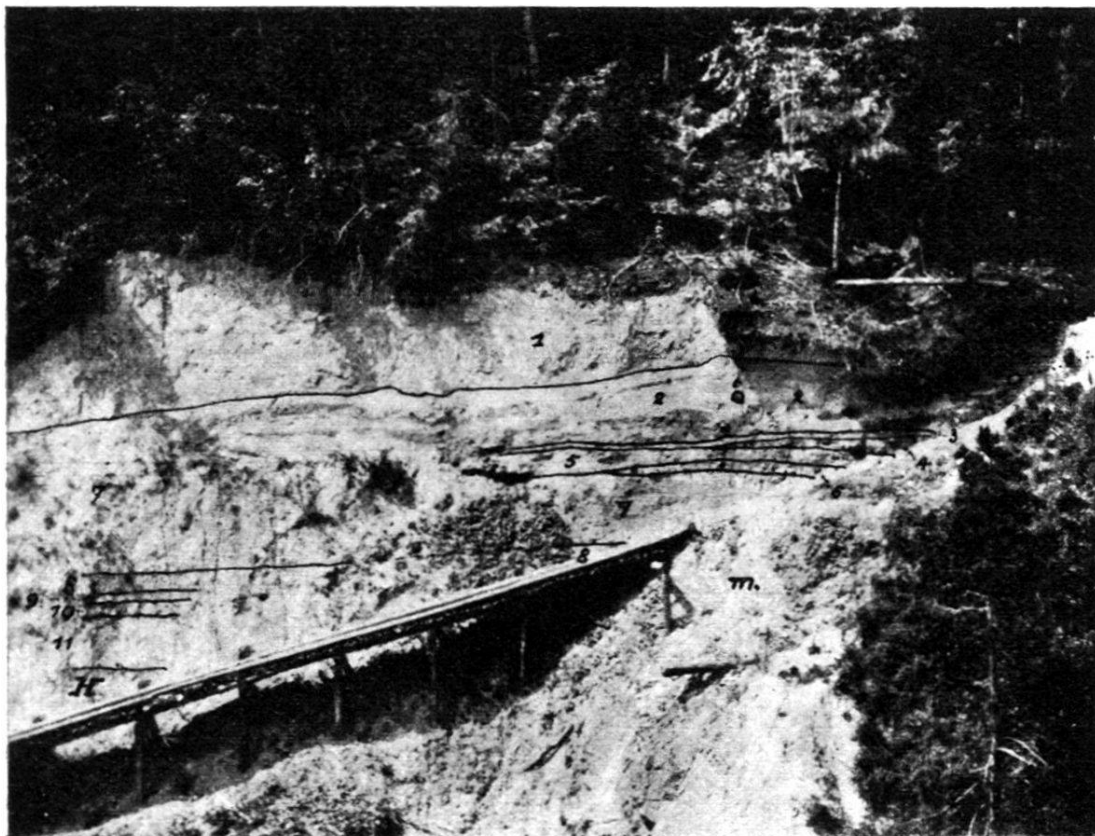
Deuxième partie: **Séance scientifique.**

(Referate der Vorträge und Mitteilungen in der Reihenfolge des Eingangsdatums der Manuskripte.)

1. — ALPH. JEANNET (Neuchâtel): **Un gisement interglaciaire à Cressier, Neuchâtel** (avec un figure).

La combe hauterivienne, au NW du réservoir de Cressier, présente actuellement la coupe la plus complète de l'Haute-rivien inférieur que l'on puisse observer aux environs de Neuchâtel. Les marnes, exploitées à ciel ouvert, sont recouvertes par de la moraine, dont une belle tranche se voit plus bas, dans le prolongement de la combe au SW. En 1920 déjà, j'avais observé, dans le haut du versant N de l'exploitation, des roches argileuses roussâtres, à éléments calcaires, dont la surface

brunâtre, luisante, m'avait intrigué. Dès lors, à différentes reprises, j'ai étudié cette curieuse formation, sans parvenir à en fixer ni la nature originelle, ni l'âge. La construction d'un chemin forestier a entamé ces dépôts et permis d'observer une succession de strates vers le haut, à l'entrée de la forêt. La coupe, de haut en bas, peut se résumer de la manière suivante en descendant ce chemin jusqu'à l'extrémité inférieure d'un pont de bois; elle occupe une distance horizontale de 20 à 25 m environ et se trouve à l'altitude approximative de 520 m:



Phot. A. Jeannet 4. VII. 25.

Affleurement interglaciaire de Cressier. Vue prise de l'extrémité N. E. de l'exploitation des Marnes hauteriviennes.

Couches 1 à 11 de la description détaillée. t = blocs de tuf calcaire à mollusques; m = moraine; H = marnes d'Hauterive.

1. Moraine alpine, discordante par place sur le dépôt suivant épaisseur mesurée de 1,50 à 2,50 m.
2. Sables lavés roussâtres, avec lentilles et amas de graviers 1,80 m.

A la partie supérieure apparaissent des lentilles plus claires d'argile. La base est localement cimentée en un béton faisant saillie.

J'ai récolté dans cette couche deux morceaux plus ou moins roulés de tuf calcaire renfermant des mollusques qu'a bien voulu déterminer mon ami M. le Dr. Jules Favre de Genève. Ce sont: *Succinea pfeifferi* Rossm., *Fruticicola hispida* L., *Eulota fruticum* Müll. et *Cepaea* indét.

3. Marnes plastiques, très humides, très fines, avec nids de sable roussâtre; de gris jaunâtre à l'état humide, elles passent au blond légèrement jaunâtre à l'état sec et deviennent très dures 0,10 m.

A la base apparaissent de petits galets isolés et polis. On observe de rares débris de mollusques dans les nids sableux.

4. Lit de blocs anguleux plus ou moins continu, constitués principalement par des calcaires valangiens 0,20 m.
5. Lehm ocreux ou brunâtre, peu ou pas calcaire, non stratifié, localement très caillouteux 0,65 m.

Les éléments sont surtout formés de Marbre bâtard; on y observe quelques cailloux de limonite et de rares galets alpins (quartzite). Les matériaux calcaires sont anguleux et présentent une surface ocreuse ou brunâtre, luisante. Lorsqu'ils sont en amas, ils peuvent constituer une sorte de groise plus ou moins bien cimentée. Reconnu une *Terebratula* de type valangien et des débris de mollusques blanchis dans le lehm.

6. Lit de blocs d'origine locale, discontinu 0 à 0,30 m.
7. Lehm roussâtre, non stratifié, peu ou pas calcaire, très graveleux dans la partie moyenne 1,55 m.

Ce dépôt n'est pas différent de celui de la couche 5. Les éléments en sont surtout locaux; les galets alpins (quartzite, calcaire noir) y sont très rares. On observe dans la pâte de nombreux grains et ponctuations blanchâtres de calcaire pulvérulent. Une pellicule de cette substance enrobe souvent les cailloux de roches locales. A la base apparaît un lit d'argile finement sableuse, roussâtre, stratifiée, localement ferrugineuse.

C'est dans cette couche qu'après de longues recherches, je suis parvenu à découvrir quelques mollusques déterminables, bien que les fragments y soient par place abondants. D'après les déterminations de M. Jules Favre on y trouve: *Pupa secale* Drap., *Pupilla muscorum* L., et *Fruticicola* indét. Comme élément étranger, j'ai récolté *Rhynchonella multiformis* Römer, des marnes hauteriviennes.

8. Argiles grises, foncées, plus ou moins graveleuses surtout à la base. Elles montrent vers le haut des taches bleutées qui disparaissent par dessiccation 0,50 m.

Les galets calcaires sont décomposés en surface et présentent une pellicule blanchâtre, pulvérulente. Éléments surtout locaux, très rares galets alpins; observé quelques débris blancs de mollusques.

9. Dépôt roux, finement sableux et gréseux, plus ou moins stratifié, avec lit ferrugineux: rares cailloux de calcaire disséminés 0,20 m.
10. Zone de blocs plus ou moins discontinue: éléments locaux et alpins (granites, quartzites). 0,10 à 0,30 m.
11. Roche rousse, tendre, finement gréseuse, d'aspect zébré, par suite de la présence de taches et de veines de calcaire blanchâtre pulvérulent déposé par les eaux d'infiltration; stériles 1,20 m.
12. Substratum constitué par les marnes hauteriviennes à *Acanthodiscus radiatus* Brug.

Vers l'W., la base de ce complexe est formée par les niveaux supérieurs du Valangien.

En direction SW, cette coupe se simplifie par la disparition de la plupart des niveaux à blocs, si bien qu'au-dessus de la

couche 10 il n'existe plus qu'une masse analogue aux horizons 5 et 7, avec gros blocs anguleux et cailloutis disséminés dans toute l'épaisseur.

Grâce à la présence de la moraine alpine surmontant tout ce complexe, il est possible d'affirmer que ces dépôts sont antérieurs à la dernière glaciation. La présence de tuf calcaire à mollusques absolument identiques aux actuels, remanié il est vrai dans la couche sablo-graveleuse, celle de débris nombreux et parfois de coquilles déterminables dans le lehm, me paraissent un indice suffisant pour rapporter ces dépôts à des temps interglaciaires, antérieurs à la dernière glaciation tout au moins. Ce qui leur confère un intérêt particulier, c'est qu'ils sont situés très en arrière des moraines frontales du Würm, en territoire où les dépôts interglaciaires sont rares ou absents. C'est à notre connaissance la première fois qu'un horizon de ce genre est signalé en Suisse occidentale.

Bien que très différentes à certains égards, les couches 5 et 7 nous paraissent se rapprocher le plus d'un loess décalcifié. La position de ces dépôts dans une dépression en explique les particularités: ainsi la présence de matériaux locaux et alpins tombés des versants comme éboulis, produits de lévigation de la moraine qui les recouvrait (couche 8 semble-t-il), etc. L'étude microscopique des grains montre qu'ils sont essentiellement anguleux et non roulés, ce qui cadre avec la conception d'un dépôt éolien, temporaire du moins, mélangé à des matériaux éboulés.

Je suis porté à considérer ce complexe comme étant contemporain du „Hauptloess“ de la Suisse septentrionale, lequel est antérieur à la dernière glaciation. Il est ici en repos sur le Valangien supérieur et l'Hauterivien inférieur dont il renferme les roches et exceptionnellement les fossiles. La combe dans laquelle il a été déposé existait donc déjà et paraît avoir été creusée soit lors de l'avant-dernière glaciation, soit au début de la période interglaciaire qui l'a suivie. Il semble que l'on peut admettre que le tuf calcaire est contemporain des dépôts sous-jacents et qu'il a été arraché par les cours d'eau ayant précédé la dernière glaciation. — Les sables et graviers de la couche 2 où ces blocs de tuf ont été récoltés, sont nettement fluviaux et non fluvio-glaciaires. Ils ne peuvent donc être rapportés à des dépôts de progression du glacier du Würm en en crue.

2. — C. E. WEGMANN (Bergen): **Sur le rôle tectonique de quelques gneiss œillés de la chaîne calédonienne scandinave** (avec deux figures).

La grande auge de Trøndelagen ou de Trondhjem renferme une puissante série de schistes plus ou moins métamorphiques. La majeure partie en doit être attribuée au Paléozoïque inférieur. Sur une grande partie de son pourtour cette auge est bordée par des gneiss œillés. Les feldspaths y atteignent localement plus de 10 cm dans leur plus grande dimension; la roche étant d'une grande beauté a attiré depuis longtemps l'attention des géologues.

On y distinguait surtout deux bandes: l'une qui passe du Jämtland et des territoires frontières entre la Suède et la Norvège dans la région du Gudbrandsdalen; l'autre s'observe depuis cette dernière contrée sur le parcours du chemin de fer d'Oslo à Trondhjem qui longe la rivière Driva sur une partie de son trajet (cartes 1, 2, 3, 4) (fig. 1). Tout récemment nous en avons trouvé des bandes encadrant l'auge de Trøndelagen au nord.

Avec les diverses théories sur la genèse des chaînes de montagnes les interprétations de ces gneiss ont naturellement changé: Nous passons rapidement sur les premières dans lesquelles on les prenait pour un élément de la série détritique des sparagmites (voir p. e. 5 et 6). HÖGBOM reconnaît en 1891 (7) que leur texture est celle d'une roche déformée, dont toutefois la roche mère ferait partie de la série des sparagmites.

Avec le chef d'œuvre de TÖRNEBOHM (8) sur la tectonique de la Scandinavie centrale, l'interprétation fait un grand progrès: la bande orientale des gneiss représente pour ce géologue le plancher des grandes nappes de recouvrement; celle de la Driva serait composée d'écaillés venues d'au-dessous de l'auge de Trøndelagen, et poussées vers l'ouest (9). Cette opinion n'est plus défendue actuellement que par M. HÖGBOM (10).

Les géologues norvégiens aiment à considérer les gneiss œillés comme des roches intrusives d'âge calédonien. Ils sont en cela suggestionnés par la vue des intrusions de la fosse de Kristiania. La texture en serait protoclastique. On rencontre toutefois des auteurs qui admettent qu'elle a subi une déformation cataclastique; SCHIÖTZ, le premier, en a reconnu la nature éruptive (11); KJERULF l'a comparée au granite de Drammen. M. BJÖRLYKKE est le plus ardent défenseur de leur âge calédonien (12). Nous ne citons pas les auteurs qui pour la plupart n'ont fait que reproduire les vues des géologues précédents. Nous arrivons aux théories qui ont pour base des méthodes pétro-

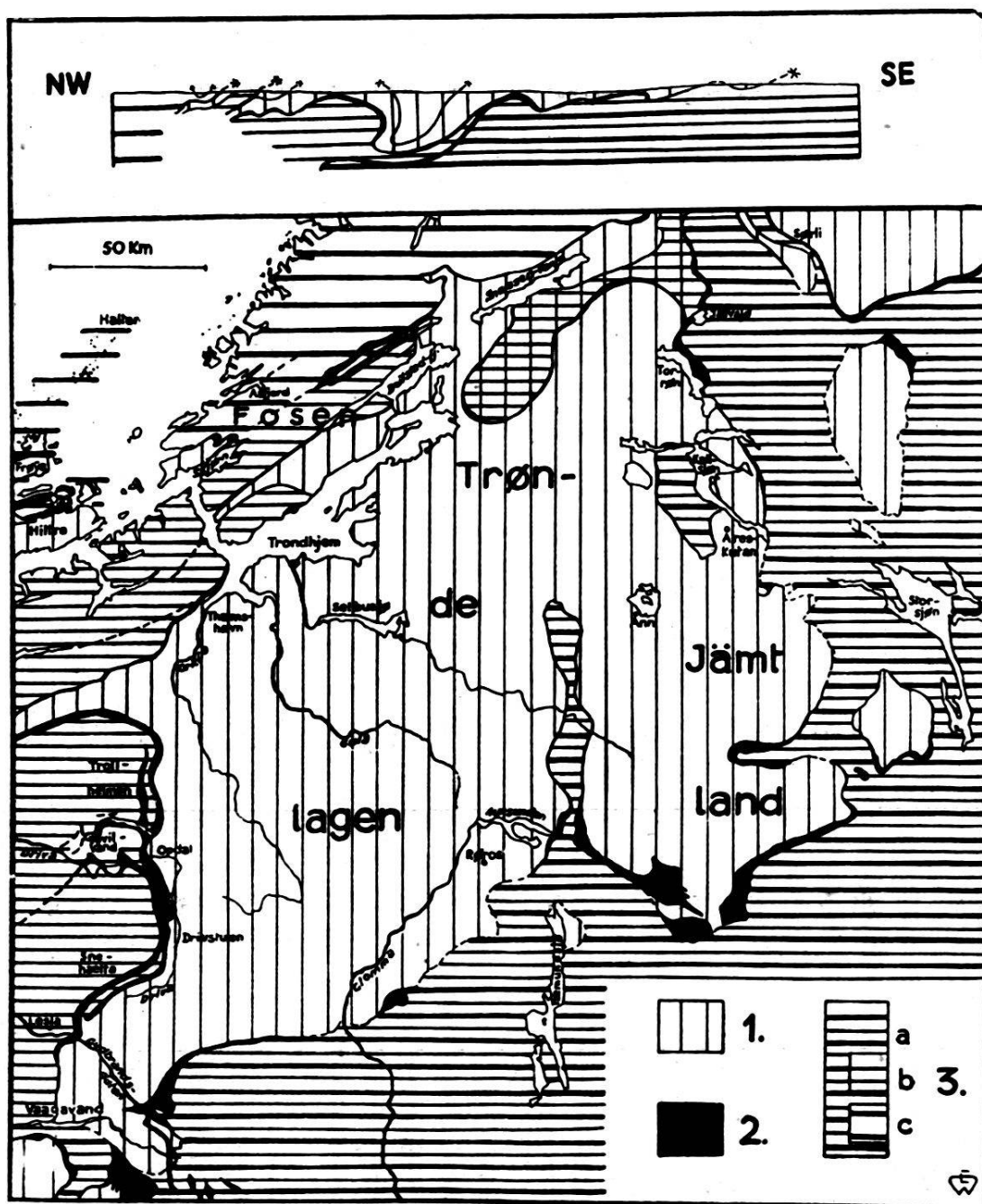


Fig. 1. Esquisse tectonique et coupe schématique de la chaîne calédonienne en Scandinavie centrale.

1. Masses charriées (en grande partie calédoniennes) ayant cheminées soit sur le substratum, soit avec des lambeaux de celui-ci.
2. Gneiss œillés et roches analogues de la zone de charriage.
3. Socle précambrien avec ses plis de fond;
 - a. massif fennoscandinave avec ses couvertures autochtones et parautochtones,
 - b. massif du Romsdal,
 - c. massif d'Ytre Fosen-Ytre Namdal.

graphiques modernes appliquées par M. V. M. GOLDSCHMIDT et son école. Celui-ci ne cache pas ses sympathies pour l'âge calédonien des gneiss, ce qui n'exclut d'ailleurs pas d'autres

hypothèses (13). En 1923, le Dr. CARSTENS a considéré les gneiss œillés comme des filons faisant intrusion dans la leptinite (14). Il vient de publier une description pétrographique des „rapakivi“ que l'on rencontre dans le complexe en question (15). Nous avons eu le plaisir d'explorer une partie des gisements en compagnie du Dr. Carstens, lequel a bien voulu rendre compte de nos conclusions (15). L'examen minéralogique et chimique de ces roches n'a fait que confirmer nos vues basées sur la tectonique et la pétrocinétique. Nous renvoyons donc pour la description microscopique aux ouvrages cités en insistant seulement sur quelques points importants pour le tectonicien.

En poursuivant les écaillés affleurant le long de la vallée de la Driva, on pénètre en plein dans la région des gneiss appelés „grundfjeld“ en Norvège, c'est-à-dire dans le massif précaledonien du Romsdal. Il est absolument impossible de trouver une limite permettant de séparer les roches précaledoniennes de ces roches dites calédoniennes, ainsi qu'on pourrait se le représenter d'après certains auteurs. On a également essayé d'attribuer une partie de ces vieux gneiss à des intrusions du cycle calédonien (17), mais cette hypothèse n'est guère soutenable, le massif étant recouvert vers l'est par du Paléozoïque inférieur discordant.

Sur toute l'étendue de ce Précaledonien on observe une association de roches et un faciès semblable. Les granites et les gneiss qui en dérivent possèdent une teneur plus considérable en K, qu'en Na, ce qui les distingue des roches du cycle calédonien dans lesquelles la proportion est inverse (18). Ils y passent parfois à des syénites. On y trouve, réparties sur tout le territoire, des roches de la série des anorthosites. En voici quelques exemples: région du Skraafjord et de l'Aafjord dans la péninsule de Fosen (19) région de la Driva (20), la carte de M. Eskola en montre une quantité (cf. aussi les renseignements de M. Vogt et Kjerulf) (21), les parties charriées au sud du Söndfjord (?) (22), les nappes de Bergen (23) et ailleurs. L'âge calédonien des roches de ce genre dans les nappes de Jotunheimen et leurs dépendances vers le sud n'est rien moins que démontré. Il y a au contraire beaucoup de raisons de les ranger dans le cycle ancien. Ça et là on rencontre des roches ultrabasiques et basiques avec leurs dérivés métamorphiques et des gîtes minéraux caractéristiques. Nous avons trouvé tout une série de gneiss œillés, gneiss à grenat, à sillimanite, à magnétite, des kinzigites etc., dans la péninsule de Fosen (19).

Nous sommes donc en présence le long du bord occidental de l'auge de Trøndelagen, d'écaillés sortant du massif du Roms-

dal. Partout où nous sommes allés: dans le fjord de Nordmøre, dans la région au nord de celui-ci, dans la péninsule de Fosen, nous avons observé une tectonique en écailles et en plis. On ne manque pas d'être frappé de ce fait en se promenant dans la région de Kristiansund N. p. ex. (C'est l'étude du bord de l'auge, qui donne aussi la clef pour l'interprétation du profil du chemin de fer de la Rauma.)



Fig. 2. Högsnyta, vallée de la Driva. On voit l'inclinaison axiale des écailles.

Nous ne pouvons que remettre en honneur, la solution de Törnebohm, rendant ainsi hommage à ce grand tectonicien.

Sur la direction du mouvement nous ne sommes cependant pas d'accord avec ce dernier. En étudiant la texture du gneiss œillé ainsi que celle des roches encaissantes, on constate que l'axe de la déformation principale est de direction N-S et NW-SE et dans la plupart des localités étudiées. Elle est perpendiculaire à la direction de la chaîne dans ces contrées. L'axe des fuseaux de feldspaths est parallèle à cette dernière direction. Le long du bord occidental de l'auge de Trøndelagen, les affleurements ne sont donc que les traces de ces écailles; leurs contours sont dûs à la descente axiale de la Driva, dont l'inclinaison est en moyenne de 40° . L'inclinaison ne doit pas être confondue avec la direction du charriage. Sur le cliché (fig 2), aimablement mis à notre disposition par la direction des chemins de fer de l'état

Norvégien, on voit la vallée de la Driva, représentant une combe sur le dos de ces écaillés. L'inclinaison des couches qu'on voit dans le Högsnyta représente à peu près l'inclinaison axiale.

Une de ces séries imbriquées présente une sorte de charnière au nord de la station de Drivstuen. C'est là exactement que se trouve intacte la structure du „rapakivi“, car la déformation est la moindre aux endroits de ce genre. Celle-ci atteint son maximum dans les parties subparallèles au sens du mouvement; les gneiss y sont en général à grain plus fin. Ils montrent souvent une texture intermédiaire entre celle qui résulte d'une déformation à froid (mylonitisation) et à chaud (gneissification proprement dite). C'est ce fait qui a conduit probablement de nombreux auteurs à admettre une protoclaste et une cataclase. En d'autres points, on se rapproche davantage de ce qui résulterait d'une déformation à chaud. Ailleurs encore (Trollheimen p. ex.) on rencontre des gneiss à texture plus compliquée, témoignant de l'évolution des écaillés. Au moyen d'une méthode que nous exposerons dans une note ultérieure on peut y constater la rotation relative des axes de déformation.

La plupart des roches du massif précalédonien présente un faciès tectonique. En certains endroits on peut distinguer deux phases de mouvement: dans la première qui a dû se terminer à une assez grande profondeur, on a, ainsi que nous l'avons vu, des textures de gneiss typiques. Elle comprend de grandes épaisseurs de roches et se propage à partir de zones à mouvement relatif maximal. On croit reconnaître ces derniers dans certains gneiss fins qui représenteraient les mylonites du commencement de la phase en question. Ces gneiss plus ou moins fins ayant reçu le nom de leptinites (24) ne sont pas autre chose à notre avis, qu'un faciès tectonique, soit des mylonites recristallisées, soit des granites laminés dans des conditions physico-chimiques de profondeur. Il arrive parfois que l'on peut distinguer ces différentes roches. Leur origine explique la raison pour laquelle elles apparaissent entourant les parties où la déformation est moins avancée. Il ne s'agit pas du tout de filons de roches intrusives avec leurs phénomènes de contact, comme on a prétendu (24). Les gîtes métallifères eux aussi sont nettement déformés. Ainsi, nous avons pu démontrer que les gisements de magnétite de la péninsule de Fosen se trouvent dans une puissante zone de déformation et qu'ils sont eux-mêmes fortement déformés, ayant la texture de schistes cristallins.

La minérogénèse qui est certainement postérieure à cette phase de déformation permet de fixer la position du complexe en question dans les régions inférieures de l'épizone pendant ce

temps-là. Elle correspond à l'adaption des roches aux conditions qui ont suivi la première phase des charriages de Trøndelagen. L'intéressante carte montrant les zones d'égales conditions du métamorphisme, construite par M. GOLDSCHMIDT (25) montre un accord frappant entre les conclusions du pétrographe et celles du tectonicien.

Des mylonites non encore cicatrisées prouvent l'existence d'une seconde phase de déformation qui s'est produite à une profondeur moindre. Tandis que la première s'est étendue sur de larges zones, la seconde est localisée dans certains horizons privilégiés. Il est fort probable que ces deux modes de déformation correspondent aux deux phases principales de plissement, l'une étant antérieure au dépôt du Flysch calédonien, l'autre s'étant produite pendant et après celui-ci.

Tout autour de l'auge de Trøndelagen un horizon de déformation intense s'intercale donc entre les schistes de Trøndelagen et le cristallin précatédonien. Le sens du mouvement est partout le même, bien que la direction puisse varier avec les guirlandes de la chaîne. Tout le complexe de Trøndelagen a glissé vers l'S le SE et E. Son autochtonie n'est qu'illusoire. C'est cet horizon de roches déformées que Törnebohm a rangé dans son groupe de Seve (Algonkien). En de nombreux points de Trøndelagen, ce n'est donc que du matériel ancien avec une texture catédonienne. (Des traces de déformation précatédonienne ne manquent pas, mais elles sont moins importantes). Cette formation contient en outre des intercalations tectoniques de terrains plus jeunes et du matériel intrusif souvent postérieur à la phase principale de déformation.

Toutes ces écailles et ces plis (on en voit aussi de bons exemples près de Lesja) montent en l'air sur une ligne du Trondhjemsfjord à Vaaga et passent par-dessus du massif du Romsdal.

Littérature citée:

1. TÖRNEBOHM, A. E. Grunddragen af det centrala Skandnaviens bergbyggnad. Kgl. svenska ak. handl. bd. 28, No. 5. Stockh. 1896. pl. 1.
2. BJØRLYKKE, K. O. Det centrale Norges fjeldbygning. Norges geol. Und. (N. G. U.) No. 39. Kristiania 1905. p. 387, voir aussi photographies p. 359 et 390.
3. HÖGBOM, A. G. Geologisk beskrivning over Jämtlands län. Sveriges geol. Unders. Ser. C, No. 140. II uppl. Stockh. 1920. pl. 1, voir aussi photographie p. 42, fig. 22.
4. GOLDSCHMIDT, V. M. Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem.

Vid. Selsk. Skr. I. mat.-nat. Kl. 1916. No. 2. Kristiania 1916. pl. à la fin de l'ouvrage.

5. HØRBYE, J. C. Et strøg av rigsgraensen. *Nyt mag. f. naturv.* bd. 8. Christiania 1855. p. 404—405.

6. TORELL, OTTO. Aflagringarna på ömse sidor om riksgränsen i Skandinaviens sydligare fjelltrakter. *Geol. Föreningens i Stockholm Förhandlingar* (G. F. F.) bd. 10. Stockh. 1888. p. 246—248.

7. HÖGBOM, A. G. Om kvartsit-sparagmitområdet i Sveriges sydliga fjelltrakter. *G. F. F.* bd. 13. Stockh. 1891. p. 45—64.

8. TÖRNEBOHM, A. E. loc. cit.

9. TÖRNEBOHM, A. E. loc. cit. p. 171.

10. HÖGBOM, A. G. loc. cit. (3) p. 42, et *G. F. F.* bd. 36. Stockh. 1914, p. 28.

11. SCHIØTZ, O. E. Sparagmit-kvartsitfjeldet langs graensen i Hamar stift og i Herjedalen. *Nyt. mag. f. naturv.* bd. 32. Christiania 1892, p. 41.

— SCHIØTZ, O. E. Om øiegneisene i sparagmitfjeldet. *Ibid.* bd. 34. Christiania 1895. p. 7—11.

— KJERULF, THEODOR. Udsigt over det sydlige Norges geologi. Christiania 1879. p. 135 et suivants.

12. BJÖRLYKKE, loc. cit. p. 386 et suivants.

13. GOLDSCHMIDT, V. M. Om devonformationen ved Røros i Norge. *G. F. F.* bd. 36. Stockh. 1914. p. 22.

GOLDSCHMIDT, V. M. Das Devongebiet am Røragen bei Røros. *Vid. Selsk. Skr. I. mat.-nat. Kl.* 1913. No. 9. Kristiania 1913. p. 8—9.

GOLDSCHMIDT, V. M. loc. cit. (4), p. 117—120.

14. CARSTENS, C. W. Geologiske optegnelser fra Troldhetta rektangelblad. *N. G. U.* No. 122. Aarbok 1923. Kristiania 1924. p. 98—101.

15. CARSTENS, C. W. Rapakiwigesteine an der westlichen Grenze des Trondhjemgebietes. *Norsk geol. tidsskrift*, bd. 8. Kristiania 1924. p. 81—92, pl. I—III.

16. CARSTENS, C. W. loc. cit. (15), p. 82 et 91—92.

17. SCHETELIG, J. Hitteren og Smølen, et bidrag til den norske fjeldkjedes geologi. *Norsk geol. tidsskrift*, bd. 2, No. 10. Kristiania 1913. p. 18—24.

18. GOLDSCHMIDT, V. M. loc. cit. (4), voir table à la fin de l'ouvrage.

19. Observations pas encore publiées de l'auteur.

20. ESKOLA, PENTTI. On the eclogites of Norway. *Vid. Selsk. Skr.* 1921. No. 8. Kristiania 1921. p. 15, fig. 2, voir aussi sa description p. 14—25.

21. CARSTENS, C. W. loc. cit. (14).

22. KOLDERUP, NIELS-HENR. Der Mangeritsyenit und umgebende Gesteine zwischen Dalsfjord und Stavfjord in Søndfjord im westlichen Norwegen. *Bergens Museums Aarbok* 1920—21. *Naturv. raekke* No. 5. Bergen 1921. voir carte et fig. 4, 5 et 17.

23. KOLDERUP, CARL-FRED. Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. II. *Bergens Museums Aarbok* 1903. No. 12. Bergen 1903. 129 p., 3 pl., 25 fig.

24. CARSTENS, C. W. loc. cit. (14).

25. GOLDSCHMIDT, V. M. Die Kalksilikatgesteine und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjemgebietes. *Vid. Selsk. Skr. I. mat.-nat. Kl.* 1915. No. 10. Kristiania 1915. pl. 2.

3. — PH. BOURQUIN (La Chaux-de-Fonds): **A propos des Marnes à *Ostrea* (*Exogira*) *virgula*, Defr. dans la région comprise entre le Doubs et la Joux-Perret, aux environs de La Chaux-de-Fonds.**

La réduction, dans le Jura neuchâtelais, des marnes à *O. virgula*, niveau supérieur du Kiméridgien, est bien connue. J'ai eu, en parcourant la région dont, sous la direction de Mr. ARGAND, j'ai entrepris le lever géologique, l'occasion d'en observer quelques affleurements caractéristiques. En raison de l'utilité de ce niveau dans la délimitation du Kiméridgien et du Portlandien, il m'a paru intéressant de les signaler.

Le premier, mentionné par Mr. L. ROLLIER, Mat. Carte géol. Suisse, VIII livr., 1^{er} suppl., se trouve au bord de la route du Doubs, entre les deux tunnels au N. de la Maison-Monsieur. En ce point, les Marnes à *O. virgula* reposent sur un calcaire rouge plus ou moins saccharoïde, marbré de vert, orienté SSW–NNE, inclinés au sud d'environ 55°. Elles ont une épaisseur de 5 m. Jaune ocre à la base, elles passent à des marnes grises et jaunâtres, renferment par places des marnes noirâtres et alternent avec 7 bancs de calcaires plus ou moins marneux, ayant de 0,20 à 0,80 m. Les *O. virgula* y sont abondantes, surtout dans la moitié inférieure et les marno-calcaires contiennent des *Pleuromyces*, notamment *Pl. donacina*, Ag. Ces marnes passent à des calcaires bien réglés, d'une épaisseur de 10 m environ, jaunâtres, dont certains bancs montrent sur leur cassure de nombreuses traces de petites huîtres. Ce niveau qui détermine une vire boisée, reparait à la Rasse, à proximité du poste de douane, au bord de la route.

Un chemin de forêt récemment construit, conduisant de la Rasse à Biaufond, a mis au jour un bel affleurement du niveau en question. Adossées à un banc vertical de calcaire rougeâtre saccharoïde, orienté WSW–NNE, les marnes ont, en ce point, une épaisseur de 6 m; jaune ocre à la base, jaunâtres et grises, elles alternent avec 5 bancs de calcaires ou marno-calcaires jaunâtres, souvent lumachelliques. Des calcaires clairs à vestiges de fossiles, d'environ 10 m, leur font suite.

Dans la Combe du Valanvron, au N de la Joux-Perret, la source du moulin de la Roche coule sur les marnes à *O. virgula*; celles-ci reposent à peu près horizontalement sur des calcaires jaunâtres, marbrés de roux. En cet endroit, les marnes jaunes ou grises alternent avec des calcaires et des marno-calcaires,

souvent lumachelliques, sur une épaisseur d'environ 4 m et sont surmontées par 2 m de calcaires jaunâtres.

Plus à l'E, un bel affleurement a été mis à nu par un petit éboulement sur une distance d'environ 150 m. Au niveau du torrent, on observe, sur une épaisseur de 0,50 m. des marnes argileuses grises et jaunes où les grands exemplaires d'*O. virgula* ne sont pas rares. Au-dessus se rencontrent 3,80 m. de marno-calcaires, calcaires et marnes jaunes, plus ou moins fossilifères, à petites huîtres, sur lesquels reposent 4,50 m. de calcaires jaunâtres assez bien réglés. Ces bancs descendent très légèrement à l'E et plongent faiblement au S. A l'extrémité W de cet affleurement, on voit distinctement les marnes traverser obliquement sous une inclinaison de 45° au S., le lit du torrent et aborder la pente qui monte au Valanvron. En suivant un sentier qui y serpente, j'ai recueilli quelques *O. virgula*. Sur le versant de la Joux-Perret, les marnes apparaissent en un point situé à environ 980 m. d'altitude, sans que le plongement puisse être apprécié avec certitude.

4. — MAURICE LUGEON (Lausanne): **Les écailles de la Forêt de l'Essert (Préalpes internes vaudoises) et présence d'une lame de granite.**

Sur le versant gauche de l'entrée du cirque du Creux de Champ (Ormonts-dessus) existe, au N des parois des Diablerets, une région surbaissée, en croupe, la Forêt de l'Essert, dominée par la Pointe de Préserman (1875 m).

C'est une région de Flysch dans laquelle s'enfile un anticlinal de grès de Taveyannaz, en forme de lame plongeante, et des lames préalpines. Une coupe sommaire a été donnée par Ch. Sarasin¹⁾.

Sous la lame du grès de Taveyannaz, qui n'est qu'une digitation frontale de la nappe des Diablerets, existe, à peu de distance du grès, trois lentilles de Malm préalpin. Un cortège analogue se montre, au-dessus de la lame, formé par sept lentilles isolées de Jurassique supérieur.

A 200 m du chalet de Layaz, à quelques mètres au-dessus du sentier de Préserman, une lame de Malm à *Aptychus*, reposant directement sur le Flysch, supporte directement un paquet de microgranite à gros plagioclase. La roche est porphyroïde. Elle n'occupe que quelques centaines de mètres carrés.

¹⁾ C. SARASIN. La zone de cols entre le Rhône et la Grande Eau. (*Arch. des Sc. phys. et nat.* Genève 1915, t. XL, fig. I.)

C'est la première fois que l'on signale une roche cristalline dans les Préalpes internes, en dehors de celles qui constituent les blocs exotiques du Flysch. Malheureusement, ses caractères pétrographiques ne nous donnent pas, pour le moment, des indications sur l'origine de sa racine.

Cette région du Flysch de la Forêt de l'Essert supporte une lame intéressante qui a déjà été signalée par Sarasin. Elle est recouverte directement par la Cornieule de la zone du Col de la Croix. Cette lame est caractérisée particulièrement par un calcaire nummulitique très semblable à celui des Hautes Alpes calcaires, de sorte que Sarasin avait cru voir en elle la terminaison frontale d'un pli de la nappe du Wildhorn.

Il s'agit en réalité d'un élément préalpin, car ce Nummulitique est accompagné, par places, par du calcaire oolitique à Orbitolines barrémiens, qui n'a rien à voir avec le faciès habituel de l'Urgonien helvétique des environs. En outre, à la Taillaz, nous avons constaté, entre ce Nummulitique et ce Barrémien, des schistes sombres, gréseux, qui appartiennent à un faciès spécial du Gault que nous avons trouvé ailleurs dans les Préalpes internes, ainsi à la Tour d'Anzeinde et surtout à Bovonne (Alpes de Gryon) où il occupe de grandes étendues.

Cette lame singulière, en série normale, s'étend sur près de deux kilomètres, en deux tronçons. Nous n'en avons trouvé la moindre trace à l'E entre la Grande Eau et le Pillon, à moins qu'une très petite lentille de Malm, qui sur quelques mètres carrés existe près du Pont de la Palanche, dans la vallée du Dard, lui appartienne.

Il est hors de doute que cette lame appartient à la zone du Néocomien à céphalopodes, dont j'ai indiqué antérieurement la composition stratigraphique¹⁾. Il est à noter qu'en général les éléments de cette nappe à Néocomien à céphalopodes, que l'on pourrait appeler nappe de la Tour d'Anzeinde, sont presque toujours en série normale. Nous ne connaissons qu'une seule exception, dans les escarpements occidentaux de la Tour d'Anzeinde.

Sur cette nappe existe en repos directe la zone triasique de Bex. Le Trias de base, cornieule surtout, repose tantôt directement sur le Nummulitique de la lame, comme par exemple dans le pied de la forêt de l'Essert (vallon de l'Eau froide) tantôt sur le Gault comme à Bovonne (et non sur le Flysch comme je l'avais indiqué par erreur antérieurement).

¹⁾ MAURICE LUGEON. Sur la Géologie des environs des Plans de Frenière (*Bull. Soc. vaud. nat.* P. V. vol. 52, p. 138).

Ainsi donc, la fameuse zone de Néocomien à céphalopodes, qui se montre comme une nappe indépendante, existe aussi bien en avant de la nappe des Diablerets qu'en dessous d'elle.

J'ajouterai encore que les lames de la forêt de l'Essert se retrouvent dans le versant droit du Creux de Champ, en forme de quatre lentilles pincées dans le Flysch, dans les grands escarpements qui dominent les chalets du Creux de Champ. L'une d'elle est accompagnée par une très petite lentille de deux mètres carrés de granite écrasé.

5. — N. OULIANOFF: **Une contribution à l'étude de la tectonique du massif du Mont-Blanc (partie suisse).**

Dans une communication antérieure (1) nous avons déjà montré que la couverture cristallophyllienne du Mont-Blanc est plus complexe qu'on ne la représentait jusqu'à présent.

Dès lors nous avons eu l'occasion d'étudier en détail la partie française du massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Ces recherches menées par Mr. P. Corbin et le soussigné, suivies du lever de la carte au 20,000^{me}, ont permis d'établir des faits nouveaux qui éclairent singulièrement l'histoire de ces deux massifs cristallins (2, 3, 4, 5).

Nous avons constaté, entre autres, que la couverture du flanc nord-ouest du Mont-Blanc est hétérogène dans sa composition litologique. Nous avons aussi démontré que les différentes espèces de roches (micaschistes, gneiss, granites écrasés, amphibolites) se trouvent distribuées en zones déterminées que l'on peut suivre sur de très grandes distances.

Un autre fait encore est d'une importance capitale. Ces zones ne sont pas disposées parallèlement à l'axe du plissement alpin de la région du Mont-Blanc, mais coupent cet axe avec un angle de 15°—20° en moyenne. Les observations multiples et minutieuses des directions des couches dans les schistes cristallins du Mont-Blanc confirment entièrement cette première constatation.

Ces observations nous ont amenés à considérer comme générale et applicable à tout le flanc nord-ouest du massif du Mont-Blanc la loi suivante: les lignes directrices de la tectonique hercynienne dans le massif du Mont-Blanc coupent toujours obliquement l'axe du plissement alpin et cela — malgré la défiguration des axes du plissement hercynien par le plissement alpin.

Il n'était que très naturel de tenter d'appliquer cette même loi à la partie suisse du massif du Mont-Blanc.

Dans une publication antérieure (6) nous avons touché cette question, notamment à propos des porphyres quartzifères. Maintenant, à l'occasion de quelques excursions de reconnaissance faites dans la partie suisse du massif du Mont-Blanc, nous avons pu constater que la couverture cristallophyllienne du flanc nord-ouest de la protogine est hétérogène dans son ensemble. Ici, comme dans la partie française, les micaschistes et les gneiss à grain fin contiennent des roches facilement reconnaissables sur le terrain, tels les gneiss œillés à gros feldspaths et les amphibolites. Les gisements de ces roches déterminent nettement l'existence des zones, que l'on peut suivre sans les perdre de vue sur des distances considérables. La direction de ces zones est très caractéristique. Avec des variations locales plus ou moins grandes, la direction moyenne est d'environ N 30° à 35° E. Cette même direction se retrouve comme moyenne de plusieurs mesures des directions des couches des schistes cristallins. Elle est encore soulignée par la topographie. Les crêtes secondaires, qui se dessinent sur les pentes nord-est du massif de la Pointe Ronde (Becca rionda) en dessus du pâturage de Bovine sont, en partie, déterminées par la position des couches.

Cette direction des couches et des zones litologiquement homogènes dans les schistes cristallins que nous avons constatée dans la partie suisse du Mont-Blanc démontre, une fois de plus, l'absence du parallélisme des axes des plis hercyniens et des plis alpins de cette région.

Inutile d'insister sur l'importance de ces observations pour la tectonique du massif du Mont-Blanc. Nous reviendrons bientôt sur cette question.

Littérature citée:

1. N. OULIANOFF. De la présence des porphyres quartzifères sur le flanc nord-ouest du massif du Mont-Blanc. «Bull. soc. vaud. sc. nat.» 5 mai 1920 Lausanne.

2. P. CORBIN et N. OULIANOFF. Recherches géologiques dans la partie sud-ouest du massif des Aiguilles-Rouges. «C. R. du Congrès géologique international à Bruxelles» (1922).

3., 4. P. CORBIN et N. OULIANOFF. Relations entre les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. «C. R. des séances de l'Ac. des sc.» t. 178 (1924), p. 1015 et p. 1296.

5. P. CORBIN et N. OULIANOFF. Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. «Bull. de la Soc. géolog. de France». 1925.

6. N. OULIANOFF. Le massif de l'Arpille et ses abords. «Matériaux carte géol. Suisse» nouvelle série livr. 54 (81).

6. — R. STAUB (Fex): **Südalpen und Dinariden.**

Vor 50 Jahren hat EDUARD SUESS in seiner „Entstehung der Alpen“, später dann eingehender im „Antlitz der Erde“ die Südalpen der älteren Geologengeneration vom Alpenstamm abgetrennt und mit den dinarischen Ketten zusammen als die sogenannten Dinariden den Alpen gegenübergestellt. Seither sind die Südalpen bis vor kurzem stets als ein integrierender Bestandteil der Dinariden aufgefasst worden. Ich erinnere nur an die Synthesen von TERMIER, KOBER, KOSSMAT und ARGAND, auch an meine Darstellung im „Bau der Alpen“. Seither sind von zwei Seiten die Südalpen radikal von den Dinariden abgetrennt worden, von JENNY zum pannonischen Zwischengebirge Kober, von WINKLER zum Stamm der Ostalpen gezogen. Nach der Meinung beider Fachgenossen hätten die Dinariden mit den Südalpen gar nichts zu tun, und wären demnach die Thesen, die seit Suess über das Verhältnis von Alpen und Dinariden aufgestellt worden sind, im besonderen auch die im „Bau der Alpen“ mitgeteilte, als verfehlt abzulehnen.

Eine eingehendere Beschäftigung mit dem Bau der Südalpen zeigt aber, dass es nicht so einfach ist, die wohlfundierte These vom Zusammenhang der Südalpen mit den Dinariden, und damit des weiteren die Erkenntnis vom Zusammenhang auch der *Alpen* mit den Dinariden zu erschüttern, und eine erneute Prüfung aller einschlägigen Tatsachen hat denn auch ergeben, dass die neuen Ansichten von Winkler und Jenny als ein Ding der Unmöglichkeit zu betrachten sind. *Südalpen und Dinariden hängen enger als je zusammen*, von irgend einer tiefergehenden Trennung kann keine Rede sein. *Es ist daher die alte These von Suess und auf dieselbe gestützt auch die neuere Auffassung von Termier, Kober, Argand und mir aufrechtzuerhalten.*

Aus folgenden Gründen:

1. *Es trifft nicht zu* dass, wie besonders WINKLER betont, *sämtliche Bauelemente der Südalpen nach Osten in die ungarische Ebene hinausstreichen. Ein sehr grosser Teil der tektonischen Einheiten der Südalpen schwenkt im Gegenteil ohne jeden Zweifel in die dinarischen Ketten ein.* Und zwar wie folgt:

Im „Bau der Alpen“ unterschied ich als grosse tektonische Untereinheiten der Südalpen die *venezianische*, die *lombardische* und die *hochdinarische* Zone. Heute möchte ich diese Gliederung erweitern und modifizieren, indem ich die Bezeichnung „hochdinarische“ durch die präzisere „*norddinarische Einheit*“ ersetze,

und dieselbe in weitere drei, weit durchziehende Unterelemente zerlege, nämlich von S nach N in die „*norddinarischen Schuppen*“, die „*insubrische Antiklinale*“ und die „*Karnische Kette*“. Des weiteren schliesse ich als Unterabteilung der venezianischen Einheit die „*Zone der Euganeen*“ an, und gelange somit zu folgender, für die ganzen Südalpen gültiger Gliederung; es folgen von Süden gegen Norden:

- I. die *Zone der Euganeen*;
- II. die *venezianische Zone*;
- III. die *lombardische Einheit*;
- IV. die *norddinarischen Schuppen*;
- V. die *insubrische Antiklinale*;
- VI. die *karnische Kette*.

Von diesen 6 südalpinen Einheiten schwenken I. und II. vollständig, III. zum grossen Teil in die dinarischen Ketten ein. Nur die norddinarischen Einheiten IV—VI ziehen ohne Unterbruch in die ungarische Ebene hinaus. Wegleitend ist die sogenannte *Zone der Dome* der venezianischen Einheit, die sich vom Bosco del Cansiglio südlich Belluno durch die friulanischen Voralpen über den Tagliamento in den Matajur, und des weitern in den *Ternovanerkarst* verfolgen lässt. Die südlich anschliessende Muldenzone des *vicentinischen Tertiärs* zieht längs dem Alpenrand in die Flyschmassen von Tarcento und in die sogenannte *Wippachermulde*. Sie enthält das berühmte Paleozän des Vicentin und die liburnischen Schichten Istriens. Das Malm-Kreidegebiet der *Euganeen* schliesst diese Muldenzone gegen Süden ab, als ein neues Antiklinalgebiet, das auch in Istrien in den Gewölben des *Triestinerkarstes* wieder erscheint. Durch Istrien ziehen vicentinische Mulde und Euganeengewölbe westlich Fiume in die dalmatinischen Inseln hinaus. Die venezianische Innenzone der sogenannten *Dome überschiebt* von Görz weg nach S die vorliegende vicentinische Tertiärmulde, und diese innervenezianische Störung verfolgen wir durch den Birnbaumerwald — die *Zone der Dome* ist dort transversal übereinandergestossen — nach Süden hinab zur Adria, in die Überschiebung des *Velebit*. Damit aber gelangen wir mit dem *Innensaum der venezianischen Zone der Südalpen* an die *adriatische Küste der dinarischen Ketten*, und es ergibt sich demnach schon hieraus, dass die *dinarischen Ketten zwischen Fiume und Agram neben den Elementen der venezianischen Zone auch bestimmt noch grosse Teile der lombardischen Einheit der Südalpen enthalten müssen*.

Zum selben Resultat gelangen wir auch in der kritischen Ecke zwischen Görz und Laibach. WINKLER hat im Isonzo-

gebiet an der Basis unserer lombardischen Einheit die sogenannte *Julische Aussenzone* ausgeschieden, die wir gegen Westen bis über Val Sugana erkennen können. Diese julische Aussenzone aber wird vom Karbon der sogenannten *Bischoflaakerscholle überfahren*, sie gehört somit primär an den *Südrand* des berühmten Karbongewölbes von *Littai*, in welches die eben genannte Scholle von Bischoflaak ohne Zweifel übergeht. Dieses Gewölbe aber zeigt *bis über seinen Scheitel hinweg dinarische Strukturen*, sein Südrand gehört zweifelsfrei zu den dinarischen Ketten. Es gibt hier keine Trennung zwischen Alpen und Dinariden, wie Jenny vermutet, sondern Nord- und Südflügel der Karbon-antiklinale hängen normal zusammen und schliessen sich östlich des Savedurchbruches auch über dem Karbon zusammen. Die *grosse lombardische Aussenzone setzt somit gleichfalls noch in die dinarischen Ketten hinein*.

In den *Julischen Alpen* ist die lombardische Zone zu einem grossartigen Schuppenbau zusammengestossen, und zwar ausgerechnet vor den grossen Inaneinanderschachtelungen und transversalen Schuppungen im Birnbaumer-, Ternovaner- und Adelsbergerkarst. Glätten wir diese lombardischen Schuppen der Julischen Alpen aus — östlich des Laibacherbeckens ist dies in Wirklichkeit der Fall —, so kommen wir mit ihren südlichen Teilen gleichfalls in den sicher *dinarischen Südflügel* des Littaierkarbons. *Es muss daher sogar noch ein Teil der lombardischen Hauptzone in die dinarischen Ketten einschwenken*.

Schon venezianische Einheit und lombardische Aussenzone bauen z. B. im Querschnitt von Belluno beinahe die *Hälfte* der südlichen Kalkalpen auf. Wir können somit ohne Übertreibung sagen, dass sicher *die eine Hälfte der Südalpen* ohne jeden Zweifel nicht wie von Winkler und Jenny behauptet wird, nach Ungarn hineinzieht, sondern mit Sicherheit *in die dinarischen Ketten* einmündet, und demnach zweifelsohne als *integrierender Bestandteil der Dinariden* zu gelten hat.

Diese *sicher dinarischen Elemente* der Südalpen aber kennen wir nach Westen bis über *Brescia* hinaus.

Die Hälfte der Südalpen zieht direkt in die Dinariden hinein.

2. *Es gibt innerhalb der Südalpen keine tiefgehende tektonische Grenze im Sinne einer sogenannten alpin-dinarischen Scheide*. Die ganzen Südalpen sind nur Scherben einer *einzig grossen Scholle*, die auch die *Dinariden* umfasst. *Sobald daher die dinarische Zugehörigkeit der venezianischen Zone gesichert ist*,

müssen wir auch die nördlicheren Elemente der Südalpen als dinarische Glieder betrachten und demnach auch im Osten die Dinariden entsprechend weiter nach Norden rücken und schliesslich nach Ungarn hineinziehen lassen. Erst der Drauzug, den wir vom Bacher bis zum Langensee verfolgen können, markiert den Nordrand der Dinariden.

In *Unterkrain* hängen lombardische Hauptzone und Dinariden über das untersinkende Littaierkarbon lückenlos zusammen. In den *Belluneser- und Feltrinalpen* sind venezianische Einheit, lombardische Aussen- und lombardische Hauptzone durch *geschlossenen Faltenbau* eng miteinander verknüpft, und derselben grossen südalpinen Einheit schliesst sich dort sogar auch noch die grosse norddinarische Schuppe der Dolomiten an, die im N normal der insubrischen Antiklinale aufrucht. Und auch diese ist durch wenig tiefgreifende, oft im Streichen aussetzende Mulden mit dem nördlichsten Elemente der Südalpen verbunden, der karnischen Kette.

Es gibt keine Grenze innerhalb der Südalpen, wo man dinarisches und alpines Land trennen könnte.

Bei *Brescia* verliert sich die venezianisch-lombardische Grenze in sekundären Zwischenelementen, am *Iseosee* und im Becken von *Cilli* stehen sich lombardische und norddinarische Schuppen als Gewölbe und Mulde gegenüber, desgleichen am Südrand der *Alta Brianza*. Neben diesem unruhigen Wechsel an Intensität der Bewegungen erkennen wir auch einen ebenso starken im Sinn der gegenseitigen Bewegungen der einzelnen südalpinen Einheiten. Von *Laibach* bis zur *Piave* überschiebt stets die lombardische Zone die venezianische, in *Val Sugana* aber sehen wir umgekehrt die venezianische Einheit die lombardische Zone der *Cima d'Asta* überschieben. Im bellunesisch-feltrinischen Zwischenstück herrscht der normale Faltenbau, d. h. Verbindung der beiden Elemente. Das Verhältnis von lombardischer zu norddinarischer Einheit unterliegt denselben Schwankungen. Östlich der *Save* überschiebt die norddinarische Schuppe der *Steinalpen* die lombardische Einheit, von dort bis in die *Carnia* aber stösst im Gegenteil die grosse lombardische Masse die norddinarische Platte zu nordwärtsüberschobenen Schuppen zusammen. Im *Comelico* und *Cadore* überschiebt die nördliche Masse der *Dolomiten* die lombardische Zone, bei *Predazzo* ist dies wieder umgekehrt.

Alle grossen Überschiebungen der Südalpen klingen somit in ihrem Streichen irgendwo aus, und wechseln sogar ihren Bewegungssinn. Es sind nur

Scherben einer einzigen grossen südalpinen Masse, die von den Euganeen bis zum Drauzug reicht.

Wir können also die Südalpen, da ein *grosser Teil* von ihnen sicher in die *dinarischen Ketten* einmündet, nur in ihrer *Gesamtheit*, wie bisher geschehen, zu den *Dinariden* rechnen und müssen an den bisherigen Auffassungen festhalten. Hingegen müssen wir die Dinariden im Osten bedeutend weiter nach *Ungarn* hineinziehen lassen, wie die neueren Synthesen dies übereinstimmend tun. Die alpin-dinarische Grenze zieht dort gegen *Budapest* hinauf und an die *Innenseite der Karpathen*.

Dinariden und Südalpen lassen sich nicht trennen, und die Dinariden ziehen am Südsaum der Alpen bis hinauf zu unsern Seen und der Sesia. In unserm Alpengebirge sind sämtliche Elemente zwischen Karpathen und Adria zusammengerafft, und dieser gewaltigen Scharrung der Ketten verdanken wir wohl auch den grossartigen Überschiebungsbau, den uns die Alpen mächtiger als jedes andere Gebirge Europas vor Augen führen.

7. — R. STAUB (Fex): **Profile zum Bau der Alpen.**

Der Verfasser legt der Versammlung die Profile zum „Bau der Alpen“ vor. Dieselben umfassen 25 Quer- und 3 Längsschnitte durch die ganze Alpenkette. Die ersteren ergeben eine Gesamtlänge von gegen 7500 km dargestellten Terrains und verteilen sich gleichmässig auf die Kette. Auf die Ostalpen entfallen 12, auf die Westalpen 13 Profile. 10 Querschnitte fallen in das Gebiet der Schweizeralpen. Profil 1 zieht von der Donau bei Krems über den Semmering und Unter-Steiermark an die Save oberhalb Agram, Profil 25 von den Hyerischen Inseln über den Mercantour an den Po bei Casale. Die Darstellung umfasst sowohl die eigentliche Alpenkette als auch weite Teile von deren Vor- und Rückland. So reichen Profile beispielsweise von Orange an der Rhone nach Asti, von St. Etienne im Plateau Central nach Turin, vom Rheingraben westlich Basel und vom Schwarzwald nach Mailand. So queren 7 Profile den Jura zwischen Chambéry und Baden. Hegau–Bergamo, München–Venedig, Linz–Triest sind Beispiele aus dem Osten. Von den Längsprofilen quert eines die äussere helvetisch-kalkalpine Zone, die zwei andern die nördliche und südliche Zentralzone der Kette. Ein Längsschnitt durch die Südalpen musste leider unterbleiben. Der Masstab der Querprofile ist 1 : 500,000, der der Längsschnitte 1 : 1,000,000, alle Profile gehen bis auf 20 km Tiefe. Auf diese Weise erst ergibt sich ein einheitliches Bild von der gewaltigen alpinen Orogenese.

8. — P. VOSSELER (Basel): **Einige Beziehungen zwischen Schwarzwald und Tafeljura.** (Mit 2 Textfiguren.)

Der Sedimentmantel des südlichen Schwarzwaldes geht, allerdings unterbrochen durch die junge Erosionsfurche des Rheintales, kontinuierlich in den Tafeljura über. Seine Oberfläche war in praevindoboner Zeit eine Verebnung, die als Piedmontfläche des sich aufwölbenden Schwarzwaldes angesehen werden muss (W. Penck. Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde zu Berlin, 1925). Über diese transgredierte das Vindobonmeer, dessen Strandfazies, Muschelagglomerat und von Bohrmuscheln angebohrte Gerölle, nach N bis auf die Linie Tenniken–Hübstel–Bözberg griff. Bei seinem Zurückweichen bildeten sich in Tümpeln Süsswasserkalke. Diese Schichtserie ist auf der Bözberghochfläche in der Nähe des Hofes Letzi aufgeschlossen. Über den Vindobonschichten liegt nun diskordant die sarmatische Juranagelfluh. Sie besteht im Gebiet des Bözberg lediglich aus Geröllen, welche den Juraschichten über dem mittleren Dogger entstammen. Die Hauptrogensteinkomponenten (ca. 65%) sind gut gerollt, während die Gerölle des Malmkalkes (ca. 30%) als grobe, bis kopfgrosse Blöcke den Eindruck geringen Transportes machen (Fig. 1). Diese Zusammensetzung ist um so erstaunlicher, als die Juranagelfluh im Basler Tafeljura zahlreich Trias- und Urgesteine aufweist. Auch im E finden sich Lias- und Muschelkalkgerölle, und erst auf der schwäbischen Alb ist die Zusammensetzung der Ablagerung wieder lokal. Es fällt ausser Betracht, dass hier, wo die Aufwölbung des Schwarzwaldes am weitesten nach S greift, sein Sedimentmantel noch nicht unter den Dogger aufgeritzt war, während in der Nachbarschaft die Erosion viel tiefer gegriffen hatte. Die Erklärung dieser Anomalie ist in einer tektonischen Störung zu finden, welche sich zwischen Sisseln und Aare als Vorläufer der kettenjurassischen Faltung ausgebildet hatte, in der Mandacherlinie. Im Bereich ihrer grössten Intensität ist die Mächtigkeit der Juranagelfluh am grössten (bis 100 m), sie schwillt dort ab, wo die Bewegung im W abflaut, und wo sie im E in den weichen Parkinsonschichten liegt.

Die Auflagerung der Juranagelfluh lässt nun auch die Geschichte ihrer Entstehung an diesem Ort erklären, und gibt zugleich die Möglichkeit, das Werden dieser Vorjuraufalte zu datieren. Wie schon Amsler (A. Amsler. Beziehungen zwischen Tektonik und tertiärer Hydrographie im östlichen Tafeljura. Eclogae XVI, 1922) nachgewiesen hat, liegt sie nämlich in einem

Tal, das 80 m unter die Basis des Vindobon eingreift und über Letzi in SE-Richtung verläuft, sich aber dann verflacht und gegen eine Senke im S des Geissbergs nach W wendet. Diese Hohlform muss also nach der Ablagerung der Meeresbildungen und vor derjenigen der Juranagelfluh entstanden sein. Schwache Reliefenergie des südlichen Schwarzwaldes in jener Zeit verhinderten den Transport grösserer Schuttmassen nach S, deshalb fehlen Granit- und Buntsandsteingerölle. Erst durch die Aufwölbung der Mandacherüberschiebung wurde an ihrer



Fig. 1. Aufschluss in der Juranagelfluh am Hommel unweit Letzi.

Eingebettet in feinem Sand und Kies liegen gutgerollte Geschiebe des Hauptrogensteins und grobe, eckige Blöcke von in der Nähe anstehendem Malm.

Stelle die Erosion neu belebt. Die nach S fliessenden Schwarzwaldtäler schnitten antezedent ein und bildeten Täler. Nach dem Stillstand der tektonischen Bewegung begann die Aufschüttung und Ausfüllung der Tiefformen. Der grosse Gerölltransport ist nur einem wasserreichen Bach zuzutrauen; bei einem lokalen Rinnsal, das etwa auf der Höhe der Aufwölbung seinen Anfang genommen hätte, wäre die Akkumulations-tätigkeit bald zum Stillstand gekommen. Die Mandacher Linie, deren Verlauf noch heute durch eine Rogensteinhärtingsreihe (Frickberg-Schinberg-Geissacker, s. Fig. 2) angedeutet, ist,

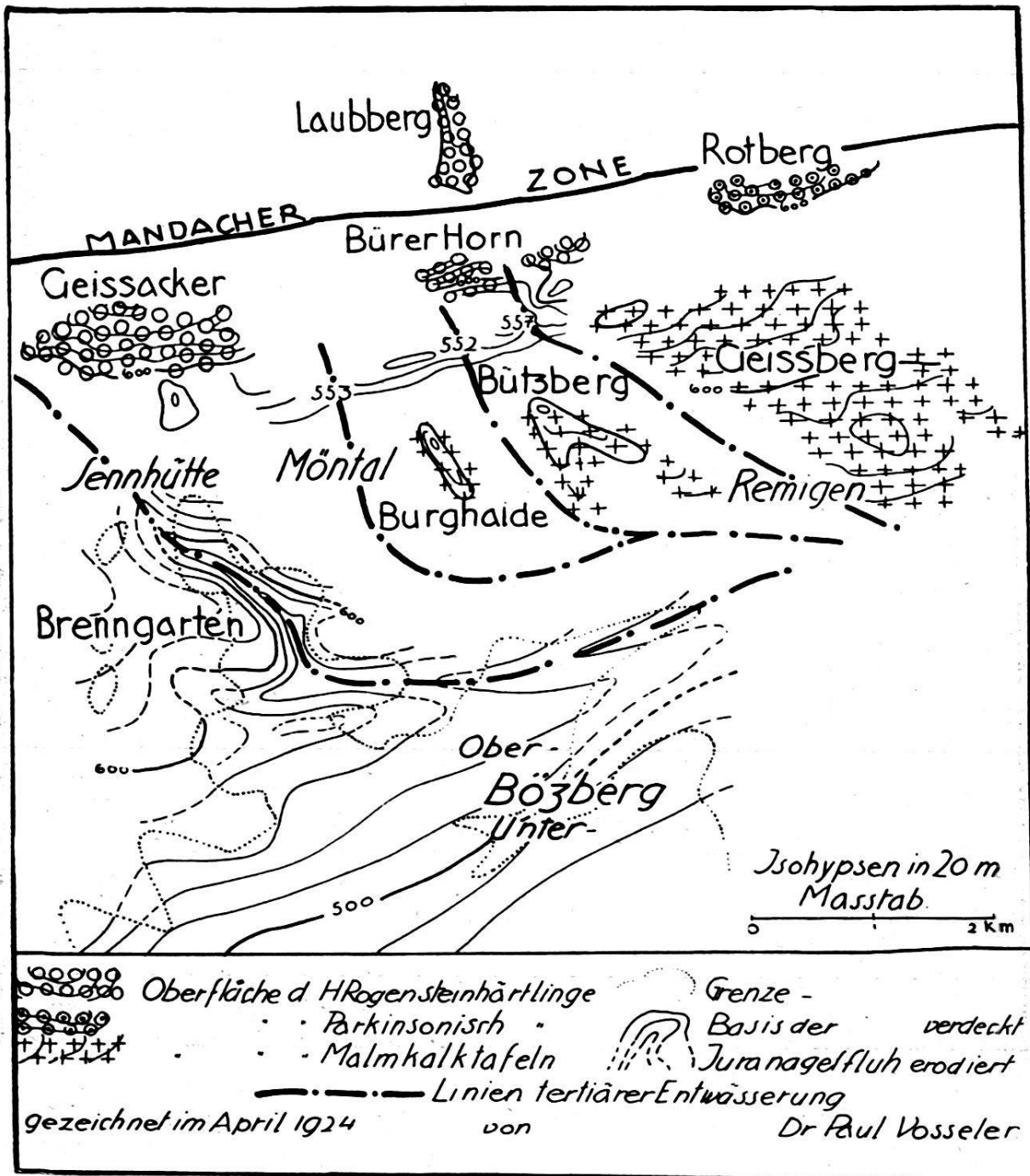


Fig. 2. Geomorphologische Skizze des Bözberggebietes.
(Übernommen aus Mittlgn. d. Aargauischen Naturf. Ges. 1925.)

lieferte das Hauptmaterial für einen grossen Teil des Nagelfluhschuttkegels, der sich an die postvindobone Piedmontfläche des Schwarzwaldes anschloss.

Erst nach dem Miozän wurde der Zusammenhang zwischen Schwarzwald und Jura durch den Eingriff des Rheins ins alte Gewässernetz zerstört und die Tafeljuralandschaft, auf der nur wenige Reste der Piedmontfläche im Schutz harter Kalke erhalten sind, in ein Schichtstufenland umgewandelt.

9. — WALTHER STAUB (Bern): **Die Hauptlinien im Bauplan von Mexiko.** (Mit 1 Textfigur.)

Im Jahre 1804 deutete ALEXANDER VON HUMBOLDT die südliche Begrenzung des mexikanischen Hochlandes, als Spalte mit aufgesetzten Vulkankegeln. Die geologischen Arbeiten des vergangenen Jahrhunderts beschäftigten sich hauptsächlich mit dem stratigraphischen Aufbau des Hochlandes, ferner mit der Verbreitung und der Altersfolge der vulkanischen Erscheinungen. Die Deutung der tektonischen Erscheinungen trat in den Hintergrund. Zusammenfassend können wir folgendes aussagen: Der kristalline Untergrund tritt hauptsächlich im Staate Oaxaca an den Tag, ferner die pacifische Küste entlang, in den Staaten Chiapas, Guerrero, Michoacan und an einigen Stellen am Westabhang der Sierra Madre Occidental in Sinaloa, Sonora und in Niedercalifornien; ferner westlich Victoria in der Sierra Madre Oriental. Es liegt eine ältere Faltung vor, gleichaltrig mit den Appalachen. Korallenkalke des Perm sind von E. HAARMANN im Südwesten des Staates Coahuila aufgefunden worden. Als älteste mesozoische Sedimente finden sich auf dem Hochland obertriadische Sedimente von *karnischem* Alter. Sie sind nur an wenigen Stellen nachgewiesen. (Sonora, Zacatecas, Guanajuato). Ebenfalls nur von wenigen Stellen sind *Lias* und *Dogger* bekannt. (Sonora, Puebla, Oaxaca). Im Lias von Oaxaca sind Glanzkohlenflötze eingelagert, welche abgebaut werden. Sie deuten auf eine nahe westliche Begrenzung des Meeres hin. E. ARGAND deutet diese Landschwelle als eine erste Grundfalte (*plis de fond*) des kristallinen Unterbaues, entstanden bei der Südwest-Drift der amerikanischen Kontinentalmasse. Vollständiger erhalten sind die Ablagerungen des oberen Jura, *des Malm*, dessen Schichtfolgen und Faunen hauptsächlich durch die Arbeiten von C. BURCKHARDT bekannt geworden sind. Sie bilden gemeinsam mit bathyalen Ablagerungen der untersten Kreide die Kerne von Faltenketten in den Staaten San Luis Potosi (Sierra Catorce), Zacatecas (Sierra de Mazapil) und Durango (Pedro de Gallo). Untere Kreide mit einer mediterranen Fauna haben FELIX und LEUCHS im Staate Puebla nachgewiesen. Weitaus die verbreitetsten Schichtglieder des Hochlandes jedoch sind diejenigen der *mittleren* und *oberen Kreide*. Die Kreidekalke sind es, welche den Gebirgszügen des östlichen und nördlichen Mexiko, so der Sierra Madre Oriental, ihr charakteristisches Gepräge verleihen.

Von der Sierra Madre Occidental, der Westcordillere des Landes, ist bekannt, dass die Kreideschichten am Ende der

Kreide- oder zu Beginn der Tertiärzeit intensiv gefaltet worden sind. Dieser Faltungsvorgang war begleitet von der Intrusion vorwiegend dioritischer Magmen mit andesitischen Ergüssen, welche erzbringend waren. Ein Teil der Minen in der Sierra Madre Occidental sind an Gesteine dieser ältern Intrusionsfolge gebunden. Ein starker Erosionszyklus setzte nach der Faltung ein. Im Laufe der Tertiärzeit ergoss sich Strom auf Strom von mehr sauren Laven über das stark abgetragene Faltengebirge, so dass dasselbe heute nur an wenigen Stellen zum Vorschein kommt. Im östlichen Mexico dagegen treten die Schichtfolgen der marinen Sedimente auf weite Erstreckung zutage. Es lassen sich *zwei* gebirgsbildende Paroxysmen unterscheiden, von denen der ältere wohl gleichzeitig mit dem eben erwähnten Paroxysmus in der Sierra Madre Occidental vor sich ging. Auch in der Golfregion von Mexico waren die Faltungsvorgänge von der Intrusion von Magmen begleitet. Auch hier sind Pb- und Cu-Erze an die Gesteine der ältern Intrusionsfolge gebunden. Gangbildungen und Ergüsse von Basalten begleiten in der Golfregion von Mexico die jüngeren tektonischen Vorgänge. Hier gliedern sich von oben nach unten die Schichten wie folgt:¹⁾

Miocän (*Burdigalien*): Tuxpamstufe (transgressiv).

Oligocän (*Rupélien pp.*): Mesonformation (transgressiv).

Zweiter Paroxysmus (Alpine Phase):

Unter Oligocän (nur stellenweise erhalten).

Ober-Eocän (*Priabonien*): Alazanmergel (= Jacksonstufe von Texas) (transgressiv).

Mittel-Eocän (*Lutetien*): Tantoyucaformation (mit Konglomeraten).

Erster Paroxysmus (Laramie-Phase).

Palaeocän: Tempoalmergel,

Chicontepecschichten inkl. Tamesi-Schichten (transgressiv).

Obere Kreide (Senon): Mendez- oder Papagallosmergel;

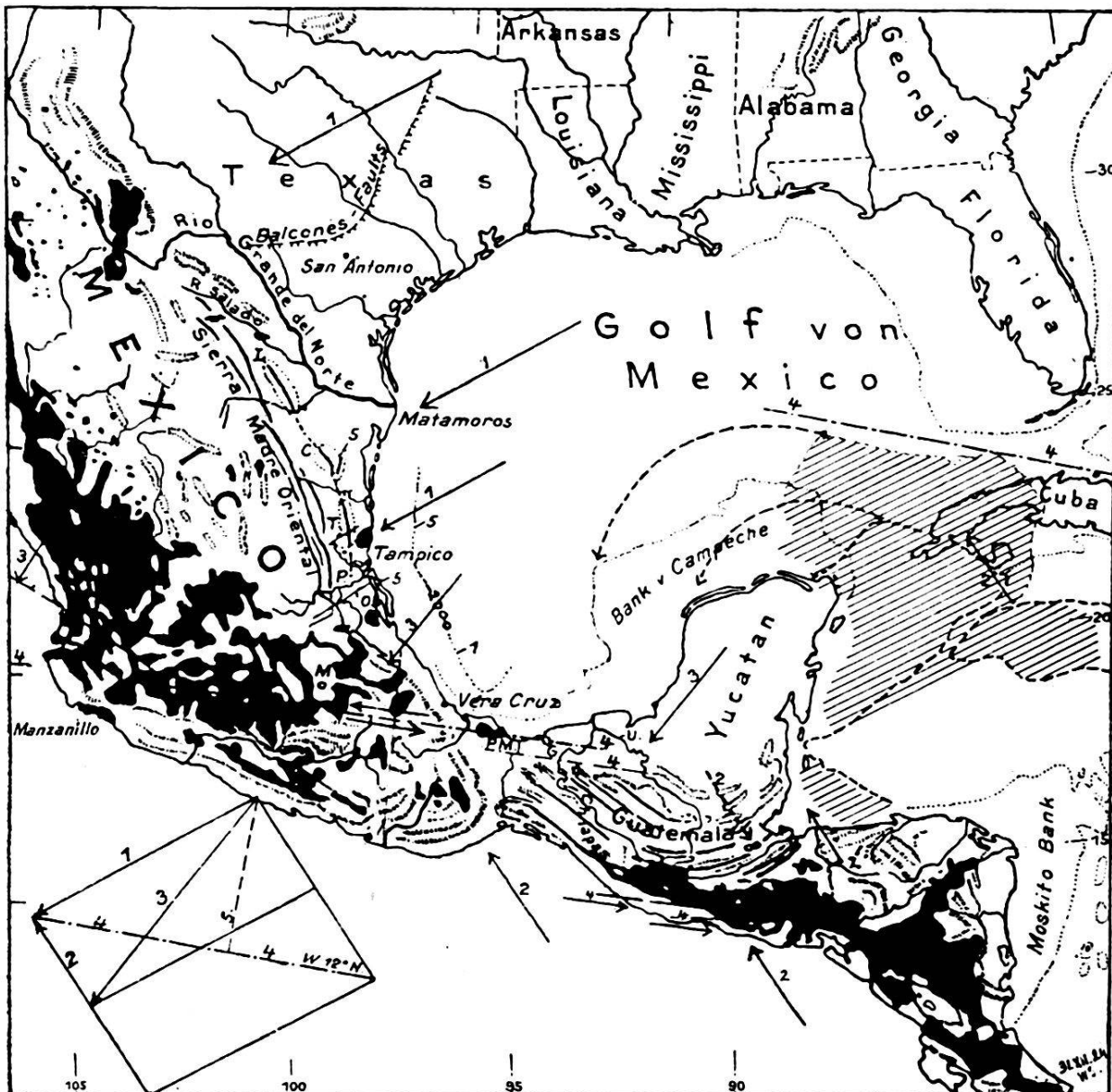
(Turon p.p.): San Juan- oder San Felipeschichten (p.p. = Eagle Fordschichten).

Mittlere Kreide (Cenoman, Albien?) Tamaulipaskalk,

El Abra-Kalk (Rudistenkalk).

Der zweite Faltungsgang fällt zeitlich zusammen mit der Hauptfaltung und Bildung der zentralamerikanischen Gebirgs- und Inselbögen. Die jüngere Schubrichtung stösst im allgemeinen schräg auf die älter gefalteten Gebirgsketten und die tektonischen Erscheinungen, Gestalt und Umriss des Landes

¹⁾ Vgl. BEN C. BELT: Stratigraphy of the Tampico-District. Bulletin of the Petroleum-Geologists. Vol. 9, No. 1, January—February 1925, und E. T. DUMBLE and E. R. APPLIN: Sub-surface Geology of Idolo Island. Pan American Geologist, June 1924.



Kartenskizze von Mexiko. Etwas kleiner als 1 : 22 500 000.

Schwarz: Tertiäre und posttertiäre vulkanische Eruptivgesteine. L = Sierra Lampazos, C = Sierra San Carlos, T = Sierra Tamaulipas, P = Rio Pánuco, O = südliche Öllinie, M = Mexiko City, PM = Puerto Mexiko, G = Rio Grijalva, U = Rio Usumasinta.

1. Hauptschubrichtung der mexikanischen Faltenketten. 2. Quersaltende Staurichtung. 3. Schubrichtung, senkrecht zu den Faltenketten mit intermediärem Streichen im südöstlichen Mexiko und Chiapas (Resultante des kleinen Parallelogramms bei Ausweichungsmöglichkeit der Faltenketten). 4. Richtung der Transversalverschiebungen (WNW-Resultante des grossen Parallelogramms bei verstärktem und andauerndem quersaltendem Druck). 5. Streichen der Öllinie Los Narranjos—Dos Bocas (wahrscheinlich Druckrichtung senkrecht zu 4.). Schraffiert: Rekonstruierte ehemalige Lage von Yucatan und der Bank von Campeche relativ zu Florida und von Cuba relativ zu Yucatan.

Mexico sind hervorgegangen aus dem Gegenspiel der verschiedenen gerichteten gebirgsbildenden Kräfte. Auf folgende Erscheinungen soll mit Hilfe der obenstehenden Skizze¹⁾ hingewiesen

¹⁾ Übernommen aus: Geologische Rundschau, Band XIV, Heft 3.

werden, wobei zu bedenken ist, dass tektonische Bewegungen auch die miocänen Schichten des Isthmus ergriffen haben und die heutige vulkanische Tätigkeit am Südabbruch des Hochlandes nur Ausklänge einer viel regern Tätigkeit in der Neogenzeit sind.

Vom Durchbruch des Rio Pánuco durch die Sierra Madre Oriental an südwärts zeigt das Gebirge ein mehr südöstliches Streichen. Dasselbe *zentralamerikanische* Streichen besitzt das Faltengebirge im Grenzgebiet von Tabasco und Chiapas. Dieses Kreidegebirge biegt in Guatemala und Britisch Honduras nach Osten und Nordosten um. Die Kreideketten stellen hier wohl die südliche Fortsetzung der Sierra Madre Oriental südlich vom Isthmus von Tehuantepec dar. Der Zusammenhang der beiden Gebirgsketten ist aber nicht ein unmittelbarer, sondern eine *Zone von Verschiebungen* mit zurückgebliebenem südlichen Teile trennt die südliche Kette von der Nord-Kordilliere. Es ist dies die grosse Westnordwest-Spalte von Alexander von Humboldt am Südabbruch des Hochlandes. Die dem Abbruch aufgesetzten zwei parallelen Reihen von Vulkankegeln zeigen den Verlauf der Transversalverschiebungen an. Senkrecht zu diesen transversalen Linien stehen Querbrüche. Ein solcher Querbruch, wahrscheinlich von sehr beträchtlicher Ausdehnung, schneidet den Südostteil des Hochlandes von Mexico nach Osten zu ab. Ihm sind der Cofre de Perote und südlich von diesem der Pic von Orizaba aufgesetzt. Auf einem parallelen Querbruch liegen die Iztaccihuatl und südlich davon der noch tätige Popocatepetl. Weiter im Westen folgen noch mehrere Querbrüche, welchen Vulkankegel aufgesetzt sind. Die nördlichen dieser Vulkane sind die ältern, die südlichen die jüngern. Morphologisch haben diese Brüche zur Folge, dass z. B. das von den Vulkanen begrenzte Hochtal von Mexico eine nordsüdliche Erstreckung besitzt.

Das Auftreten einer querstauenden Komponente ist im östlichen Mexico nachweisbar von der Zeit des Turon an. Eine scharfe Trennung zwischen einem ältern nach Südwesten gerichteten Horizontalschub und einem jüngern von Süden wirkenden Druck lässt sich nicht durchführen, wohl aber erscheint in der jüngeren Faltungsphase die Wirkung einer querstauenden Komponente schärfer ausgeprägt. Die Auswirkung der querstauenden Komponente ist stärker im Süden des Landes als im Norden.

Mexico liegt im Berührungsgebiet der nordsüdlich gerichteten (andinen) Geosynklinale mit der Tethys. Auf mexikanischem Boden werden die am Ende der Kreidezeit entstandenen Faltenketten der Rocky-Mountains abgelöst von den

zentralamerikanischen Gebirgsbögen, welche in der Hauptsache erst am Ende der Nummulitenperiode aufgestaut worden sind. Die jüngere gebirgsbildende Phase überprägt auf mexikanischem Boden die älter gefalteten Ketten, verschärft die tektonischen Erscheinungen und führt speziell im nordöstlichen Mexiko zu einer Verbreiterung des gefalteten Raumes.

Biegen wir die Halbinsel Yucatan in ihre frühere Lage zurück und glätten wir die Kreidefalten aus, so erkennen wir, dass ein grosser Horizontalschnitt die Bank von Campeche und die Halbinsel Yucatan von der Bank von Florida und der Halbinsel Florida abgeschnitten hat. Die Drehbewegung, welche die Halbinsel Yucatan beschreibt ist als eine Wirbelbewegung zu deuten, ähnlich derjenigen, welche E. ARGAND für die italienische Halbinsel im Süden der Alpen dargelegt hat. Diese Bewegung steht im Einklang mit der Auffassung einer Driftbewegung von Mexiko nach Südwesten; übereinstimmend mit einer solchen steht auch die Häufung der vulkanischen Intrusionen in der Westkordilliere des Landes. Auch hier lassen sich, wie in den Anden Südamerikas am Rande der Intrusivstöcke Aufblähungen und domförmige Hebungen der Sedimentschichten beobachten, welche beim Eindringen des Magmas entstanden sind.

10. — F. NUSSBAUM (Hofwil-Bern): **Über das Riesenkonglomerat von Prades in den östlichen Pyrenäen.**

Unter den zahlreichen glazialen Ablagerungen in den östlichen Pyrenäen, die seit längerer Zeit durch die französischen Geologen festgestellt worden sind, hat das sogenannte Riesenkonglomerat von Prades, im Tale der Tet, in besonderem Masse die Aufmerksamkeit der Naturforscher auf sich gezogen, und zwar sowohl wegen seiner räumlichen Ausdehnung und seiner eigentümlichen Zusammensetzung, als namentlich auch wegen seiner bisher nicht abgeklärten Entstehung.

CHARLES MARTINS, welcher bereits im Jahre 1853 eine genaue Beschreibung der Quartärbildungen jener Gegend verfasste, hat dort zwischen falschen und wahren Moränen unterschieden und die an grossen Blöcken reiche Ablagerung der Umgebung von Prades einem Lokalgletscher des Mont Canigou zugeschrieben.

Diese Auffassung wurde zuerst von ALBRECHT PENCK in seinem Werk „Die Eiszeit in den Pyrenäen“ vom Jahre 1883 übernommen¹⁾; allein später änderte er seine Meinung, in der

¹⁾ Mitt. Ver. f. Erdkde. Leipzig 1883.

Erwägung, dass während der letzten Eiszeit die Schneegrenze in den östlichen Pyrenäen zu hoch gelegen habe, als dass sich an dem 2785 m hohen Mt. Canigou ein Gletscher von 15 km Länge hätte bilden können („Studien über das Klima Spaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialzeit.“ Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin 1894). A. PENCK verneint den glazialen Ursprung des Riesenkonglomerats von Prades, obwohl er dessen Ähnlichkeit mit Moräne zugeben muss, und glaubt, dass es sich hier um Wildbachablagerungen handle, die in früherer Zeit entstanden seien, als infolge tektonischer Vorgänge grosse Gefällsunterschiede am Rande des Beckens von Roussillon vorhanden gewesen wären.

Ich hatte im Sommer 1923 Gelegenheit, jene Gegend zu durchwandern und dort Beobachtungen zu machen, die mich zu etwas andern Schlüssen führten. Ich bin zur Auffassung gelangt, dass wir es in dem Riesenkonglomerat mit glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen eines ehemaligen Tetgletschers zu tun haben; hiefür sprechen a. die räumliche Verbreitung, b. die Zusammensetzung und c. der petrographische Charakter des Materials dieses Konglomerates.

a. Das Riesenkonglomerat, eine 200—300 m mächtige Schuttbildung, lässt sich auf dem südlichen Ufer der Tet auf eine Erstreckung von 22 km, von Olette über Vernet-les-Bains und Prades bis nach Bouleternère, verfolgen, durch mehrere südliche Seitenflüsse der Tet unterbrochen, die sich in diese Ablagerungen eingeschnitten haben. Letztere sind als Ausfüllung eines alten Tettales aufzufassen, während das heutige Tal ein bemerkenswertes Beispiel von epigenetischer Talbildung darstellt: an mehreren Stellen hat sich der Fluss in die von Norden und Nordwesten herkommenden Ausläufer der Pic Madresgruppe eingeschnitten, so bei Serdinya, Villefranche und an drei Stellen unterhalb Prades (in der Umgebung von Vinça und Bouleternère).

b. In den oberhalb Prades gelegenen Teilen haben wir es mit einer fast durchwegs ungeschichteten, grobblockigen Ablagerung zu tun, in welcher in sandig-lehmiger Grundmasse zahllose Gesteinstrümmer von meist kantiger Form und verschiedener Grösse stecken; Blöcke von 1—3 m³ Inhalt sind sehr zahlreich; mehrere übersteigen diese Grösse um ein Bedeutendes. Die Schuttbildung macht durchaus den Eindruck von Moräne. Weiter talabwärts stellen sich mehr und mehr geschichtete Lagen mit vorwiegend gerundeten Geröllen in dachziegelförmiger Lagerung ein, die eine Strömung von Westen

gegen Osten verraten; besonders deutlich ist diese Erscheinung in der Umgebung von Vinça und Bouleternère zu erkennen. Zudem tritt diese Schotterbildung von Prades an in Form von Terrassen auf, die sich weit talabwärts verfolgen lassen. Die Ähnlichkeit mit fluvioglazialen Ablagerungen ist auffällig. Die rötlich-braune Verwitterungsfarbe, die überall vorhanden ist, lässt auf ein hohes Alter dieser Ablagerung schliessen. Die Verkittung ist nur eine verhältnismässig schwache, wohl als Folge des fast gänzlichen Mangels an Kalkgesteinen.

c. Unter den Gesteinen bemerkt man in erster Linie grob- und feinkörnige, helle Granite, sodann Gneisse (z. B. Augengneis), Quarzite und Schiefer. Bei einer Besteigung des Mont Canigou, die mich vom Nordfusse bei Taurinya über den nördlichen Abhang zum Gipfel und dann südwestwärts hinunter nach Casteil führte, bemerkte ich als Anstehendes vorwiegend kristalline Schiefergesteine, aber keinen Granit, wie er im Konglomerat sehr häufig ist. Demnach kann dasselbe nicht wohl von dieser Gebirgsgruppe herkommen. Dagegen besteht das Einzugsgebiet der Tet oberhalb der alten Festung Mont-Louis, die sogenannte Mt. Carlittgruppe, vorherrschend aus granitischen Gesteinen, die mit denen des Konglomerates übereinstimmen.

Wir haben es demnach offenbar mit alten Ablagerungen des ehemaligen Tetgletschers zu tun. Ob diese aus einer der ersten Vergletscherungen des Eiszeitalters stammen, oder ob es sich um Bildungen einer noch älteren Vergletscherung, etwa der Tertiärzeit, handelt, deren Spuren in anderen Gegenden der Pyrenäen von den französischen Geologen GARRIGOU, DEPÉRET, TRUTAT und MENGEL beobachtet worden sind, müssen erneute Untersuchungen lehren. Sicher ist, dass sie älter sind als die letzte Eiszeit. Denn aus dieser Zeit rühren die gut erhaltenen, wallförmigen Moränen bei Mont-Louis, Angoustrine und Fourmignères her, die bereits von Ch. Martins beschrieben worden sind.

An den Hängen des 2785 m hohen Mt. Canigou stellte ich oberhalb 1600 m Meereshöhe gut entwickelte Moränen dreier Lokalgletscher fest, die dort während der letzten Eiszeit bei einer Schneegrenze von etwa 2200 m existierten. Der eine dieser Gletscher hatte seinen Ursprung in einem schön ausgebildeten, seegeschmückten Kar auf der Nordseite des Berges, während sich ein anderer auf der Südwestseite in einem kleinen Trog-tale befand, über dessen Hängen mehrere Kare eingeschnitten sind; der dritte, ein Hängegletscher, lag oben in dem steilen Tale, das nach Vernet-les-Bains herunterführt.

11. — F. NUSSBAUM (Hofwil-Bern): **Über ein neues Relief des Napfgebietes.**

Referent macht auf ein neues Relief des Napfgebietes im Masstab 1:25,000 aufmerksam, das von Seminarlehrer Dr. Schwere in Aarau unter Verwendung der entsprechenden Blätter der Siegfriedkarte erstellt worden ist. Das sorgfältig ausgeführte Werk, das eine der schönsten Erosionslandschaften darstellt, wird im Original vorgezeigt. Es wäre wünschenswert, davon Abgüsse machen zu lassen, damit geographische Institute, Seminarien und Schulen Gelegenheit erhalten, sich dieses ausgezeichneten Lehrmittels zu bedienen.

12. — PAUL BECK (Thun): **Demonstration einer Karte „Die letzte Vergletscherung der Schweizeralpen“.**

Während man von der ausseralpinen letzten Vereisung mehrere kartographische Darstellungen besitzt, welche das Verhalten der Gletscher klarlegen, fehlen solche über die alpinen Gebiete fast vollständig. Die ganz andern Verhältnisse verlangen andere Untersuchungsmethoden. Die besten Resultate wurden durch die Bestimmung der Schneegrenzenhöhe der verschiedenen Moränenvorkommnisse erreicht. Dabei mussten aber willkürliche, d. h. vom Forscher individuell geschätzte Werte eingesetzt werden wie z. B.: Das vom Gletscher bedeckte Areal oder die Gletscherdicke. Deshalb eignete sich diese Methode nicht zur Umkehrung, d. h. zur Bestimmung der Gletscherenden für eine beliebige Schneegrenzenlage und damit für die Herstellung eines Grundplanes der alpinen Vereisung. Die detaillierte geologische Untersuchung des Thunerseegebietes (1), in dem Aare-, Suld-, Kien-, Kander-, Engstligen-, Kirel- und Simmegletscher unter sehr ungleichen Bedingungen zentripetal zusammenstossen und dank der relativen Weite der Täler ihre Anwesenheit stratigraphisch und morphologisch bekunden, zwang mich, ein objektives Mass zu suchen, um ihr Zusammenwirken zu deuten. Da die Moränen und Schotter gar zu vieldeutig sind, versuchte ich es mit den Modellen, welche die Gletscher lieferten, nämlich mit den Tälern. Wie man mit Hilfe der reichhaltigen Berechnungen des eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft (2) nachweisen kann, sind alle alpinen Täler ähnlich was die Gliederung nach Höhenstufengebieten betrifft und zwar sowohl im einzelnen Teilgebiet, wie in den verschiedenen grössern Tälern. Ein hydrometrisches Einzugsgebiet umfasst in idealer Weise alle Vergletscherungsbedingungen:

Nährgebiet und Zehrgebiet, Sonn- und Schattenseiten, Luv- und Leeseiten, schneebedeckte und apere Böden, kurz alles, was die Gletscherbildung und ihre Abschmelzung und damit ihre Ausdehnung bestimmt. Zweifellos kennzeichnet das hydrographische Einzugsgebiet eines Gletschers bis zu seinem Zungenende diesen viel vollständiger als die oft spärlichen und oft verrutschten oder sonst zerstörten Moränenüberreste, die zudem häufig durch einen benachbarten Gletscher in ihrer Ablagerung beeinflusst wurden. Die Gesamtheit der Gletscherverhältnisse wird am besten durch die mittlere Höhe des Einzugsgebietes gekennzeichnet. Dieser proportional muss sich auch das Gletscherende verschoben haben. Theoretisch lassen sich gegen diese Behauptung allerlei Einwände anbringen. Ihre Diskussion erfolgt an anderer Stelle (3). Für mich handelte es sich um die praktische Lösung eines Problems, dem auf andere Weise überhaupt nicht beizukommen war, also um *eine Annäherung an die Wirklichkeit*. Der Versuch konnte allerdings nur gewagt werden, weil das unendlich reiche Zahlenmaterial der Landeshydrographie zur Verfügung stand. Ihr sei deshalb an dieser Stelle der wärmste Dank ausgesprochen für ihre allerdings in erster Linie zu technischen Zwecken bestimmten Veröffentlichungen. Ein vor zwei Jahren für das Berner Oberland gemachter Versuch ergab so wertvolle Einblicke in die diluvialen Gletscherverhältnisse, dass ich die Ausdehnung auf alle vom Wasserwirtschaftsamt bearbeiteten Gebiete wagte und damit neuerdings erfuhr, dass die neue Methode geeignet ist, neue Gesichtspunkte erkennen und auswerten zu lassen und die letzte Vergletscherung kartographisch darzustellen. Dabei wurde folgendermassen vorgegangen:

1. Von allen sich vereinigenden einigermaßen bedeutenderen Tälern wurde die mittlere Höhe bestimmt. Das betreffende Talgebiet wurde in der grundlegenden Publikation nachgeschlagen, dann summierte ich die Anteile der verschiedenen Höhenstufengebiete in Promillen bis auf ca. 500. Die meist auftretende Differenz wurde per Dreisatz je nach der Grösse auf die Stufe, der sie angehörte, bezogen und dementsprechend zu- oder abgezählt. Da es sich um einen Vorschlag handelt, der in Zukunft als Mass dienen soll, sei folgendes Beispiel vorgerechnet:

Aaregebiet v. d. Quellen b. z. Bielersee. I. Teil. D. Flächeninhalte. 1910. Pag. 26. B. Aare v. Ausfluss a. d. Brienersee b. z. Ausfluss a. d. Thunersee. d1—d13 *Kander* bis zum Engstligenbach — 213,919 km².

Über	600	900	1200	1500	1800	2100	2400	2700	3000 m. ü. M.
	7,2	13,1	17,1	21,9	29,2	36,3	36,9	31,4	20,5 km ²
	34	61	80	102	137	170 +	173 +	147 +	96%
							586 ‰		

Die 170 ‰ der Stufe 2100—2400 entsprechen 300 m, die 86 ‰ = 152 m, Somit sind 500 ‰ oder die mittlere Höhe 152 m über 2100 oder in 2252 m gelegen.

Gelegentlich wurden die erhaltenen Zahlen abgerundet.

Die Werte wurden in die Karte 1 : 250,000 eingetragen, was schon interessante Aufschlüsse über morphologische Verhältnisse ergab.

2. Nach der Ermittlung der mittleren Höhen der heutigen Talgletschergebiete konnte mit Hilfe der Schneegrenzenarbeit von JEGERLEHNER und der Bestimmung der obern Waldgrenzen durch IMHOF die Ausgangssituation für eine Vergletscherung, resp. die Schneegrenzenlage, die heute eine Entstehung von Talgletschern ermöglichen würde, in eine Karte eingetragen werden.

3. Von dieser ausgehend, wurde nun für jeweilen 200 m niedrigere, mittlere Höhen der Einzugsgebiete die Lagen der Gletscherenden ermittelt und in die Karte 1 : 250,000 eingezeichnet. Total über 800 Berechnungen.

4. Endlich übertrug ich diese gleichzeitigen Vorstösse auf die Übersichtskarte 1 : 530,000 und unterschied sie durch Farben.

Die Zuverlässigkeit dieser Karte kann nicht allzuschlecht sein, denn der lineare Vorstoss eines Gletschers wurde aus einem Flächenzuwachs ermittelt. Dass von allen Vergletscherungsfaktoren innerhalb eines Gebietes von der Grösse der Schweiz die allgemeine Höhenlage der massgebendste ist und dass die klimatischen Differenzen zum grössten Teil durch die verschieden hohe Lage der Ausgangsschneegrenze kompensiert wurden, ist wohl klar. Absichtlich wurde es vermieden 300er-Stufen darzustellen, um jegliches Vermengen mit den Penck-Brückner'schen Stadien zu vermeiden.

Hinweise der Vergletscherungskarte auf morphologische Probleme.

Raumeshalber können die mit der neuen Karte erhaltenen Aufklärungen nur in der Hauptsache aufgezählt werden. Ihre eingehende Darlegung muss einer spätern Publikation vorbehalten werden (3).

Berner Oberland: 1. Talstufe und Ablenkung des Gadmenwassers.

2. Trotz früherer Vergletscherung ist das Lauterbrunnental enger.

3. Die Schotterzone zwischen Kander- und Thunerseetal erklärt sich aus der Stellung der Gletscherenden. Sie lenkte den Kander-gletscher ab.

4. Der Engstligengletscher blieb weit in der Vereisung zurück, deshalb die „rückständige“ Talform.

5. Gasterntal und Gemmi (Schwarzbach) besitzen ähnlich grosse Einzugsgebiete. Der subglazial entwässerte Schwarzbach mündet aber mit riesiger Stufe.

6. Die Ablenkung der obersten Saane gegen W ergibt sich als Wirkung des frühzeitiger vorstossenden Simmegletschers.

7. Das Niedersimmental war viel länger eisfrei als seine Umgebung und in den Abflussverhältnissen durch den Kander-gletscher gestört. Deshalb auch der enge Talausgang mit Riegel.

8. Die epigenetische Talmündung des Filderich wurde ebenfalls durch die frühere Vergletscherung des Kirel verursacht.

9. Die drumlinartige Landschaft von Amsoldingen entstand durch einen kurzen Vorstoss eines Kander-gletscherlappens zwischen die Pinsernhöhe und den Aaregletscher.

Reussgebiet: 1. Schöllenschlucht durch Göschener-, Meien- und Kerstelengl. gesperrt.

2. Im Vierwaldstätterseegebiet erklären die verschiedenen Gletscherstellungen die Ablenkung der nicht vereisten Flüsse und damit die sukzessive Entstehung dieses komplizierten Seebeckens, samt dem Ausfluss an seiner W-Seite (Schaffung der besten Erosionsbasis durch die eisfreie Emme).

Linthgebiet: 1. Einfluss des Rheingletscherarmes auf die Vergletscherung des Linthgebietes.

2. Ablenkung der Limmat aus dem Haupttal durch die eisfreie Sihl (ähnlich der Reuss).

Rheingebiet: 1. Der Hinterrheingletscher trifft vor dem Vorderrheingletscher bei Reichenau ein; trotzdem räumt auch er das Bergsturzmaterial nicht fort (subglaziale Entwässerung).

2. Viele Engpässe befinden sich an Stauungsstellen, viele dagegen an Orten mit günstigen Abflussverhältnissen. Die Stauung ist somit nicht der ausschlaggebende Faktor.

3. Die Ablenkung des Davoserlandwassers ins Albula-gebiet scheint ebenfalls durch ein Dominieren des Landquart-gletschers in frühern Talbildungsperioden verursacht zu sein.

Inngebiet: 1. Die Oberengadiner Seenlandschaft befindet sich in einem ausgesprochenen Stauungsgebiet: Bernina-, Beverin- und Chamuèragletscher versperrten das Oberengadin lange bevor das Eis des Seengebietes frei abfliessen konnte. Statt einer Erosion durch den rasch abfliessenden Gletscher

wäre eher an eine Aufbereitung des Bodens durch den gestauten zu denken und eine daherige Seebeckenbildung anzunehmen.

2. Auch im Mittelengadin erreichten die Seitengletscher den Talweg vor dem Hauptgletscher. Auch hier treten Störungen in der Talbildung auf.

Adda- und Tessingebiet: 1. Normale Verhältnisse bis zum Comersee.

2. Der Addagletscher erreicht den Comersee so früh, dass er während des Vorrückens und des Rückzuges im ganzen Luganerseegebiet vorherrscht.

3. Auch im Ceresiogebiet ist der heutige Abfluss dem diluvialen Hauptzufluss an Eis abgewandt. Die Tresa wendet sich der tiefen Rinne des nächsten grossen eisfreien Flusses, dem Ticino, zu, wie im Vierwaldstätter- und Zürichseegebiet.

4. Die merkwürdigen morphologischen Verhältnisse der Gegend Vigizzo-Centovalli-untere Maggia werden aus den gleichzeitigen Gletscherstellungen klar. Abfluss eines Toccarmes durchs Centovalli bevor der Maggiagletscher den Isorno erreichte.

5. Das Laquintal am Simplon zeigt übereinstimmende Verhältnisse mit dem Gadmental.

Rhonegebiet: 1. Der Vispgletscher wuchs schon während den beiden frühesten Depressionen riesig an und drang bis gegen die Lonza vor. Baltschieder-, Bietsch- und Jolibach wurden in frühem Stadium der Talbildung durch ihn abgelenkt.

2. Aletsch- und Fieschergletscher stiessen auch rasch vor; doch erreichten sie nicht diese Dimensionen.

3. Ähnliche Verhältnisse bestehen auch an der Turtmänner, der Navigance und der Borgne, ebenfalls mit Ablenkungen der nördlichen Nebenflüsse.

4. Im Drancegebiet sehen wir, dass die Drance d'Entremont nicht dauernd, sondern nur zeitweilig verlegt wurde.

Diese Beispiele sind zum Teil längst als Probleme aufgestellt und gedeutet. Sie mögen genügen, um zu zeigen, dass die neue Berechnungsart und die daraus resultierende Karte der Vergletscherung der Schweizeralpen auf die verschiedensten Vorkommnisse Licht wirft, und dass eine gründliche, auf genauer Lokalkenntnis beruhende Verwendung der Methode, wie dies besonders im Berner Oberland der Fall war, geeignet ist, unsere Kenntnisse von der alpinen Vereisung zu bereichern. Dadurch kommen wir dem Ziele näher, nicht nur eine theoretische, sondern eine wirkliche Karte der Moränen und Eisrandwirkungen zu erhalten.

Angeführte Literatur.

1. PAUL BECK. Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. *Eclogae geologicae Helvetiae* Vol. XVI. No. 2. 1921. *

PAUL BECK. Gliederung der diluvialen Ablagerungen bei Thun. *Eclogae geol. Helv.* XVII. No. 3. 1922.

PAUL BECK und EDUARD GERBER. Geologische Karte Thun-Stockhorn. 1 : 25000. Beiträge zur geologischen Karte d. Schweiz, Spezialkarte No. 96. 1925.

2. Veröffentlichungen des Amtes für Wasserwirtschaft. B. Wasser- verhältnisse der Schweiz. I. Rheingebiet bis Taminamündung, 1896. II. 1 und 2. Aaregebiet bis zum Rhein, 1910 und 1920. — III. Reuss- gebiet bis zur Aare, 1903. — IV. Limmatgebiet bis zur Aare, 1920. — V. Rhonegebiet bis zum Genfersee, 1898. — VI. Tessin bis zum Villoresi- kanal und VII. Adda bis zum Naviglio di Paderno, 1913. — Inngebiet bis zum Schergenbach, 1924.

3. Im Druck: Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizer- alpen. Text, Karte, Tafeln mit Talbildungskurven etc. A. Mitt. der naturwiss. Ges. Thun, 1926. Verlag Kümmerly & Frey, Bern.

13. — R. RUTSCH (Bern): **Zur Stratigraphie und Tek- tonik der Molasse südlich von Bern.** (Mit 1 Textfigur.)

Vor genau hundert Jahren erschien BERNHARD STUDERS „Monographie der Molasse“ (Lit. 1), der eine so hervorragende Bedeutung für die gesamte Molasseforschung zukommt, dass GILLIÉRON sie mit Recht die „base de nos connaissances sur ce sujet, et le point de départ de tous les progrès ultérieurs“ nennt. Der Hauptteil des Werkes beschäftigt sich mit der Gegend südlich Bern und bildet für sie heute noch fast die einzige und zweifellos die beste zusammenfassende Darstellung der tertiären Ablagerungen. Die durch die grossen Fortschritte der Molassegeologie inzwischen wünschenswert gewordene Neu- bearbeitung des erwähnten Gebietes (Längenberg, Belpberg, Lochenberg, Hürnberg und Kurzenberg, Siegfriedatlas Bl. 333, 335, 336, 337, 338, 339) ist auf Anregung unseres verehrten Lehrers, Herrn Prof. ARBENZ, im Gange.

Bevor auf die vorläufigen tektonischen Resultate kurz ein- gegangen werden kann, müssen einige stratigraphische Angaben vorausgeschickt werden. Nach dem Gesichtspunkte einer Glie- derung zu Leithorizonten, genügt hier das folgende der Ostseite des Belpberg entnommene Übersichtsprofil:

4. Sädelnagelfluh. Vorw. Kalknagelfluh. Gerölle bis zu 1,20 m. Durchm. 20 + x m.

3. Muschelsandstein. (Grès coquillier.) Kalksandstein-Sand- kalkstein. Gehalt an CaCO_3 : 58,84%. Al_2O_3 : 0.

U. d. M.: Mittel-grobkristallines calcit. Bindemittel, vorw. quarzit. Gemengteile, Glaukonit. Von subjurass. Muschelsandst. nicht unter- scheidbar. *Ostrea* (*Crassostrea*) *gryphoides* Schloth. et var. *gingensis* Schloth. 0—10 (12) m.

2. „Petrefaktenlager“ (STUDER 1825). Vorw. feinkörniger Kalksandstein. Gehalt an CaCO_3 : 22,31%. Al_2O_3 : 4,05%.

„Blaugraue sandige Schiefermergel“ (GUTZWILLER). *Glycymeris Menardi* Desh., *Tapes (Callistotapes) vetulus* Bast., *Meretrix (Cordiopsis) intercalaris* Cossm. et Peyr., *Turritella (Haustator) turris* Bast., *Turritella (Haustator) Eryna* d'Orb., Mikrofauna.

1. Quarzitnagelfluh, blaugraue Schiefermergel und Sandsteine wiederholt wechselnd. Zunahme der Nagelfluhfazies nach Osten. Nur Mikrofauna. > 200 m.

Während in 1 Leithorizonte wegen der raschen faziellen Wechsel nur auf kurze Distanz verwendbar sind, eignen sich 2—4 auf der ganzen Strecke vom Längenberg bis zum Kurzenberg.

Seit DEPÉRET (6) galten diese Schichten allgemein für typisches Helvétien s. s. (Vindobonien inf., II. Meditst.). DIETRICH und KAUTSKY (13) dagegen möchten die ganze schweizerische „obere Meeresmolasse“ ins Burdigalien stellen. Sie eröffnen damit neuerdings eine Streitfrage, die im Prinzip die schweizerische Molassestratigraphie seit 1853 (2) beschäftigt. Tatsächlich hat die stratigraphische und paläontologische Bearbeitung der Molasse südlich Bern für die in Frage stehenden Schichten (Lokalitäten der „helvetischen Stufe“ MAYER 1857, nicht Randengrobkalk!) ein etwas höheres Alter wahrscheinlich gemacht, als es durch DEPÉRET angenommen wurde. Da die diesbezügliche Arbeit in nächster Zeit erscheinen wird, braucht hier nicht näher darauf eingegangen zu werden.

Die für Imi, Belpberg, Häutligen etc. bisher übliche Lokalbezeichnung „Bernerschichten“ KAUFMANNS muss leider fallen gelassen werden, da gerade die bei Bern vorkommenden Schichten (Bantiger usw.) nach der Gliederung DEPÉRETS nicht Helvétien, sondern Burdigalien sind.

Wir schlagen deshalb für die Schichten 1—4 des obigen Profils die Lokalbezeichnung *Belpbergsschichten* vor und nennen als Typus den Belpberg. Er bietet nicht nur die besten und fossilreichsten, selbst von denjenigen St. Gallens nicht übertroffenen Aufschlüsse in den gleichaltrigen Schichten zwischen Freiburg i. Ue. und Rhein, sondern hat auch den Vorteil, dass ältere Molassestufen hier sicher nicht vorhanden sind.

Nach Begehung der „oberen Meeresmolasse“ zwischen Sense (Kt. Bern) und Isny (Allgäu) kommen wir dazu, folgende Lokalitäten als gleichaltrig mit den Belpbergsschichten anzusehen: Kilchhalde bei Guggisberg, Zumholz bei Milken, Aeppenacker, Imi, Bütschelegg, Belpberg, Weinhalde, Häutligen, Niederhünigen, Schwendlenbad, Bärbachgraben, Siglisbach, Stierenweidtofel bei Blatten (nicht Luzernerschichten!), Rot-

see (Rotseeschichten KAUFMANN), Sittertobel (Hangendes der „Süsswasserzwischenbildung“-„Grenznagelfluh“, vgl. 8), Mühl-egg, Hagenbuch, Muschelenbach, Goldach (Hangendes der Süsswasserzwischenbildung-Grenznagelfluh), Bahnhof Rorschach, Bauplatz der Herz-Jesukirche Bregenz, Wirtatobel (nächst über dem ausgebeuteten Kohlenflötz), Steurers Tobel (Ellhofen).

Die Belpbergsynklinale.

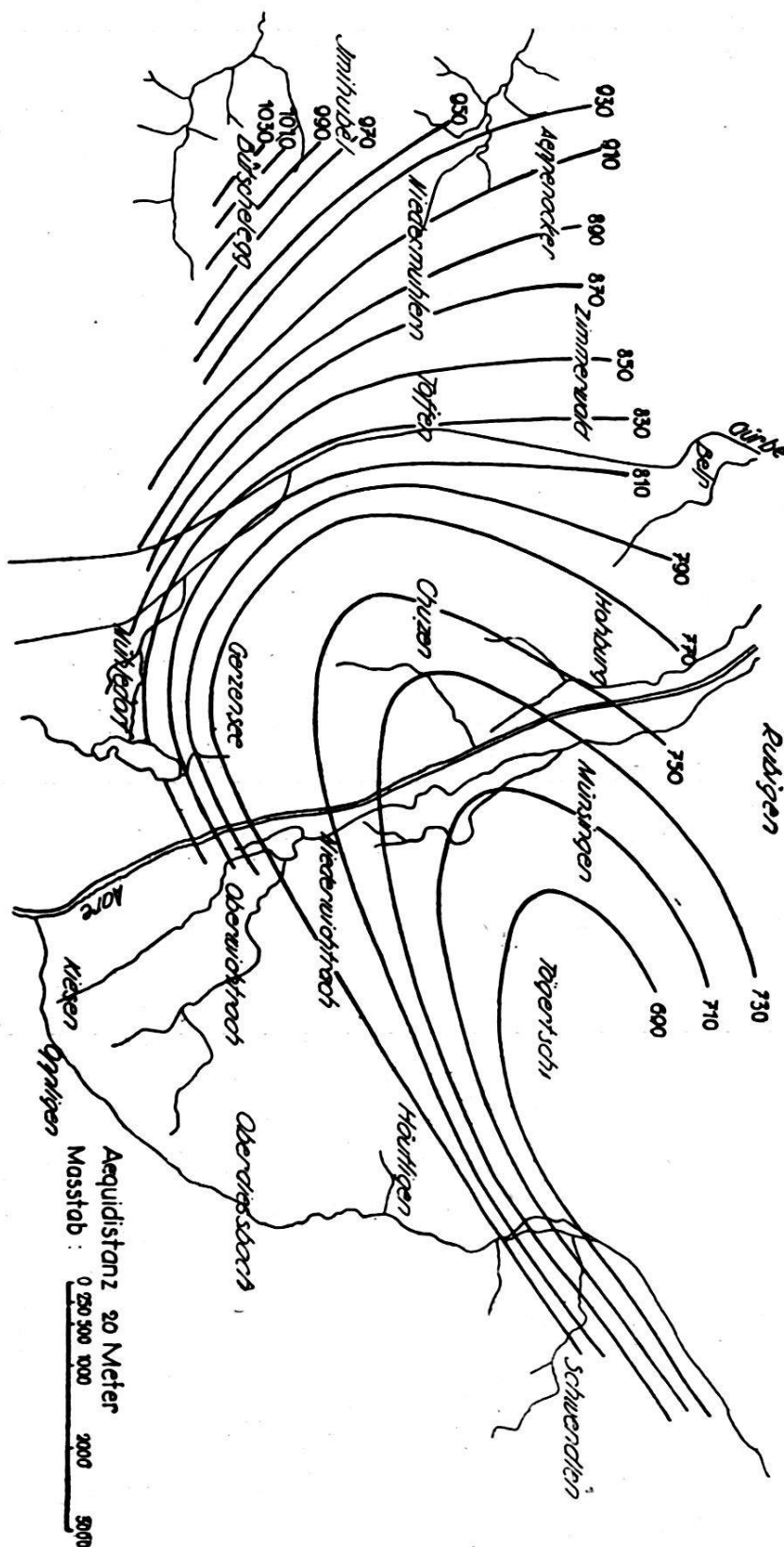
Als Ausgangspunkt kann das Gebiet des Längenberg, Belpberg und Lochenberg dienen. Die ersten Angaben über seine Tektonik finden sich in STUDER (1). Ihm scheint eine „Art von (antiklinaler) Umbiegung im Innern des Belpbergs statt zu haben“. Ausserdem ist ihm das Fallen der „Petrefaktenlager“ vom Längenberg gegen den Lochenberg wohlbekannt. Nach ihm stellt BALTZER (7) im Belpberg eine Synklinale fest, und ROLLIER (9) erklärt das von STUDER beobachtete Ostfallen als eine Verwerfung mit abgesunkenem Ostflügel.

Die Resultate der neuen Untersuchung dieser Gegend gibt unsere Textfigur wieder: eine Isohypsenkonstruktion für die Dachfläche des Muschelsandsteins (Nr. 3 des Profils p. 673). Das ganze Gebiet zwischen Längenberg und Kurzenberg-Hürnberg bildet eine Synklinale, die *Belpbergsynklinale*, wie sie in Zukunft genannt wird. Sie setzt im Längenberg sehr flach ein, wird aber im Streichen gegen Osten rasch steiler. Auf der Ostseite des Belpbergs beispielsweise, trifft man den Muschelsandstein (Nr. 3) bei Hohburg in 780 m, im Marchbachgraben in 725 m, im Sädel bereits wieder in 770 m. E. der Aare verläuft ihre Axe durch die Einsattelung von Tägertschi, der Hürnberg bildet den Nord-, der Lochenberg den Südschenkel (Mittl. Fallbetr. 10°). Oberflächengestaltung und tektonischer Bau stimmen überein. Gleichzeitig sinkt ihre Axe von Osten nach Westen ab, das Ostfallen STUDERS ist Axialgefälle, eine Verwerfung, wie sie ROLLIER annahm, existiert nicht.

Die Kurzenberg- und Falkenfluhantiklinale.

Nach den bisherigen Anschauungen (1, 5, 7) wurde die Südhälfte des Belpberg und der Kurzenberg (also der Südschenkel der Belpbergsynklinale) zugleich als Nordschenkel des sehr flachen Falkenfluhgewölbes aufgefasst. Es hat sich nun gezeigt, dass der Kurzenberg eine selbständige Antiklinale bildet und von der Falkenfluh durch eine weitere Synklinale getrennt ist. Die mit etwa 36° SSE fallende Zone ist von der Gegend nördlich

DIE FORM DER BELPBERG – SYNKLINALE SÜDLICH BERN (ISOHYPSEN DES MUSCHELSANDSTEINHORIZONTES)



Oberdiessbach-Linden ausgehend nach E bis nördlich Rötensbach, nach W in der Haube und südlich Gerzensee in der Schalenfluh nachgewiesen. Der Südschenkel dieser *Kurzenbergantiklinale* ist steiler als der Nordschenkel.

Es folgt südlich anschliessend eine weitere Synklinale, deren Axe ungefähr mit dem Talzug des Diessbachs zusammenfällt. Nun erst kommt das durch STUDER (1, 2) und KAUFMANN (5) nachgewiesene Falkenfluhgewölbe, auf dessen Südschenkel ein Komplex limno-terrestrischen Stampiens aufgeschoben ist, wie dies BECK (13 etc.) nachwies.

Die Fortsetzung nach Osten.

Die Belpbergsynklinale lässt sich dank der bewundernswerten Arbeiten KAUFMANN'S (3, 4, 5) nach E bis in den Napf weiter verfolgen. Ihr Südschenkel streicht zunächst in die Nordabdachung des Kurzenberg, ist in dessen Westhälfte noch verhältnismässig steil (Sädelnagelflüh bei Schwenden in 900 m, bei Grabenhaus in 785 m), flacht aber gegen die Quertäler der Emme und Ilfis zu aus. Der mittlere Fallbetrag in der Gegend von Horben, Mutten übersteigt 5° nicht. Als weitere Fortsetzung ist die von KAUFMANN (5) nachgewiesene NW-fallende Zone im SE-Fuss der Bergmasse des Napf zu betrachten. Die Abnahme des Fallbetrages gegen E bedingt eine wannenförmige Verbreiterung der Mulde, ein ausgedehnter Streifen schwebender Schichtlage schaltet sich nördlich des eben besprochenen Südschenkels ein (Blasenfluh, Emmenmatt, Lauperswil, Rüderswil, Zentralgebiet des Napf), und die südfallende Zone folgt, wie dies KAUFMANN (4) gezeigt hat, erst in der Gegend von Affoltern-Eriswil-Willisau.

Nach den heute herrschenden Ansichten ist das Falkenfluhgewölbe eine kurze, in der Gegend des Rauchgrates ausklingende Sekundärfalte (A_0 ROLLIER 9), ähnlich der von KAUFMANN (4) aufgefundenen und von MOLLET neuerdings bestätigten Brameggantiklinale. Erst in der Gegend von Steffisburg würde die eigentliche nördlichste Antiklinale der Ostschweiz (A_1 ROLLIER 9, Hauptantiklinale HEIM 10, Würzenbachantiklinale bei Luzern BAUMBERGER 14) folgen. Von jeher stiess man dann für ihren weiteren Verlauf nach W auf Schwierigkeiten; man benötigte Transversalverschiebungen (9 u. a.), um sie westlich der Aare fortsetzen zu können. Da nördlich Thun die aufgeschobene stampische Molasse direkt auf den Südschenkel des Falkenfluhgewölbes zu liegen kommt (13), erweist sich die bisherige Auffassung über den Verlauf

dieser vom Allgäu durch die Ostschweiz, Würzenbach–Kriens–Escholz matt–Schangnau nachgewiesenen Antiklinale in der Gegend des Aaretals als unhaltbar. Es muss angenommen werden, dass sie gegen W ähnlich wie die Krämersteinantiklinale bei Dickewald südlich Luzern unter der aufgeschobenen Molasse verschwindet. Nicht sie, sondern die Falkenfluh- und die Kurzenbergantiklinale setzen sich westlich der Aare in die Gegend von Guggisberg („Vindobonfalte“ vom Fallvorsassli 15) fort. Auf die hier nur andeutungsweise behandelten Probleme wird in einer späteren Publikation eingegangen werden.

Zitierte Literatur.

1. 1825 STUDER, B.: Beyträge zu einer Monogr. d. Mol.
2. 1853 STUDER, B.: Geologie d. Schweiz II.
3. 1860 KAUFMANN, F. J.: Untersuchungen mittel- u. ostschweiz. subalp. Mol. Neue Denkschr. allg. schweiz. Ges. f. d. ges. Natwiss. 17.
4. 1872 KAUFMANN, F. J.: Rigi u. Molassegebiet d. Mittelschweiz. Beitr. geol. Karte d. Schweiz 11.
5. 1886 KAUFMANN, F. J.: Emmen u. Schlierengegenden. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, 24.
6. 1893 DÉPÉRET, CH.: Classification et parallélisme du système miocène. Bull. Soc. Geol. France (3) 21.
7. 1896 BALTZER, A.: Der diluv. Aargletscher. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, 30.
8. 1902/03 FALKNER, CH. u. LUDWIG, A.: Geologie d. Umgeb. v. St. Gallen. Jahrb. St. Gall. natwiss. Ges. 1902/03.
9. 1911 ROLLIER, L.: Revision stratigr. et tectonique de la Molasse. Neue Denkschr. schweiz. natf. Ges. 46.
10. 1919 HEIM, A.: Geologie d. Schweiz I.
11. 1920 DIETRICH, O. u. KAUTSKY, F.: Altersbez. d. ob. Meeresmol. Centralbl. f. Min. Geol. u. Pal. 1920.
12. 1921 MOLLET, H.: Schafmatt-Schimberg-Kette. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 47 III.
13. 1922 BECK, P.: Stamp. Alter d. Thunernagelfluh. Mitt. natf. Ges. Bern. 1922.
14. 1924 BAUMBERGER, E.: Subalp. Mol. v. Luzern. Eclogae Geol. Helv. 19.
15. 1925 GERBER, E.: Geol. d. Gurnigels. Beitr. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 50 II.

14. — J. M. SCHNEIDER (Altstätten, Kt. St. Gallen):
Die diluviale Glacialerosion an der Via-Malastrecke, am Fläscherberg, Gonzen und Schänniserberg.

Im Kampfe der Forscher für und gegen die Behauptung, dass die quartären Gletscher die Täler trogförmig erodiert haben, wird wohl keine Ruhe eintreten, wenn nicht an einzelnen, den Gletscherangriffen absolut exponierten Gebirgsflanken verschieden harter Felsen die Frage prinzipiell entschieden werden

kann. Nebst anderen fielen mir die im Titel genannten Objekte als hiefür geeignet besonders auf.

1. Die Via-Malaschlucht ist eingeschnitten in den Fuss des Piz Beverin (Höhe 3002 m). Dieser steigt linksrheinisch in sanftem Hang vom Ansatz der Spitzpyramide, von etwas über 2700 m an hinab bis in die kleine Rheinebene bei Reischen, rund 900 m über Meer, vor dem oberen Eingang zur Via-Mala-Schlucht. Die geradegezogene Linie dieses gegen 2000 m hohen Hanges bildet mit der Horizontallinie der Rheinebene, ausbezogen gedacht bis unter die Spitze des Piz Beverin, einen sehr spitzen Winkel, weniger als 35° . Dieser Hang bildet eine typische Keilflanke, das Gegenteil der Trogflanke. Die Rieseneismassen der vom Splügenregebiet und vom Aversertal herabsteigenden Gletscher lasteten arbeitend mit aller Wucht auf dieser massiven Flanke und konnten nicht einmal eine Steilseite von 50° , geschweige denn von 70° oder gar 90° herausarbeiten in diesem brüchigen, zerknieteten Bündnerschiefer. Von Trogeinschliff auf dieser langen, einheitlichen Bergflanke, wohl einer der längsten einheitlichen im gesamten Gebiet der diluvialen Alpengletscher, ist keine Spur.

Durch den Fuss dieses Massivs, dem rechts das Muttnerhorn (2460) gegenübersteht, zieht sich in mehreren Windungen die schmale Schlucht der „Via Mala“. A. Buxtorf verdanken wir die Feststellung, dass „im engsten Teil der Via Mala neben der heutigen Klamm noch mindestens zwei alte, mit Moräne erfüllte Schluchten sich vorfinden“. Sein eingehender Text mit Profilen¹⁾ zeigt, dass die mittlere Strecke der heutigen Schlucht diese zwei älteren Schluchten in sich schliesst, d. h. mit ihnen nur eine einzige Schlucht bildet. Gerade in diesem Teile hat Albert Heim verschiedene Moränenreste an den Wänden der jetzigen Schlucht konstatiert²⁾. Ich fand linksrheinisch, zuerst auf der Photoplatte, einen bedeutenden Gletscherschliff. Wie ist diese Schlucht entstanden? Vielleicht sind tektonische Risse und Spalten vorausgegangen, deren wir ja viele im dortigen Senkungs- und Einbruchsgebiet sehen können. Vieles hat das Wasser herausgearbeitet. Manche Platten sind von der steilen Wänden einfach abgebrochen, wie sich aus der Beobachtung ergibt. Die Schluchten verliefen nebeneinander, stückweise sind die Zwischenwände eingebrochen, nicht überall. Trotzdem hat dort die heutige, unter stärkstem Hochdruck vom diluvialen Gletscher durchschliffene Schlucht hoch über

¹⁾ In Vierteljahrsschrift d. N. G. Zürich, 1919.

²⁾ Zum Beispiel in Geologie d. Schweiz I. Bd., S. 369.

der Basis aller drei Schluchten manchenorts nicht einmal 30 m Breite. Die Gletschererosion kann demnach nur wenige Meter lateral vom brüchigen Schiefer weggebrochen und weggeschliffen haben. Die Weitungen gegen Thusis zu sind offenbare, tektonische Einbrüche. Manche gewaltige Steilwände stehen im Schatten der Gletscherarbeit; die Gletscher mussten über sie niederstürzen und konnten bloss die oberen Kanten etwas abrunden. Der Hohenrhätien stellte sich dagegen mit seinem prächtig ansteigenden Rücken dem Gletscher direkt in den Weg und er hatte nicht Zeit, ihn wegzufeilen. Die Bewertung der Verhältnisse in der Natur lehrt wesentlich mehr als die Betrachtung gezeichneter, schematisierender Querprofile. Und doch sind die schroffen Gegensätze zwischen Buxtorfs Querprofilen der verschiedenen Schluchtstrecken schon ein Hinweis dafür, dass nicht die unveränderlichen Gesetze der Gletschermechanik mit dem gleichen Eis in der gleichen Zeit aus dem gleichen und gleichgebauten Fels aus der gleichen Form jene gegensätzlichen Formen geschaffen haben können. Die gegensätzliche Gestaltung war schon vor der Ankunft des Gletschers da und konnte durch die Gletschererosion nicht mehr verwischt, die engen, gletscherdurchgeschliffenen Klüfte nicht weite Bogen werden.

2. Den Fläscherberg, gegenüber Ragaz, könnte man betreffs Gletschererosion monographisch behandeln. Hier nur: als Neocom-Grat, 1138 m hoch, mit südöstlich 1002 m hohem und nordwestlich 761 m hohem Malm-Vorsprung, stand er isoliert, etwas schief, im Wege der ihn umfassenden und überkletternden, überschleifenden Eismassen sämtlicher Gletschervorstösse. Die Schichtflächen fallen, unter sehr spitzem Winkel mit der eigenen Basis, keilseitig gegen die Niederung am Fusse des Falknis hin, kein Troganschlift. Die Gletscher konnten nicht einmal die mehreren interessanten scharfen Gräte und Grathörner wegbrechen und niederschleifen. Das Tälchen zwischen Fläscherberg und Falknisfuss ist sehr schmal mit ganz ungleichen Seitenwänden, die vom Gletscher nur angeschliffen, nicht nach eigenen Gesetzen in langdauernder Arbeit selbstständig ausmodelliert wurden¹⁾.

3. Am Gonzen, 1833 m, NW vom Fläscherberg, musste sich der Riesengletscher teilen, da er ihn nicht wegbrechen konnte. Die zum Rhein fallende Flanke, harter Malm, bildet mit seiner

¹⁾ Vergleiche dazu: JAC. M. SCHNEIDER, Maxima diluvialer Gletschererosion in verschiedenen Alpentälern. In: Verhandlg. d. Schw. Naturf. G., Luzern, 1924, II. T., p. 152/53.

horizontalen Basislinie wieder den sehr spitzen Winkel von nicht ganz 35° . Die Oberfläche fällt parallel zur Schichtenneigung und diese Schichten sind samt der Oberfläche nirgends von einem Trogeinschliff durchschnitten. Die mit allen mechanischen Kräften absolut ungehindert diese Schichten anpackenden, schleifenden und schrammenden Quartärgletscher, vom Beginn bis nach Schluss der Eiszeit, konnten die geneigte Malmwand nicht einmal zu einer Steilseite von 50° zurückschleifen; keine Rede von vertikal oder angenähert vertikal. Die Rheinseite seines kropfigen Anhängsels „Schollberg“ fällt ebenfalls als Keilseite im gleichen Winkel. Seine nahe an die Gonzenwand tretende, steile, 100 m hohe, freie linke Seite beweist die Geringfügigkeit der diluvialen Gletschererosion überhaupt.

4. Der Schänniserberg, spornartig quer in den Lauf des Rhein- plus Linthgletschers vorragend, tertiäre Nagelfluh 1865 m hoch, fällt auffallenderweise wieder parallel zu seinen Schichten unter einem Winkel (mit Basislinie) von etwa 30° ¹⁾ zur Linth ab. Zweifellos haben die reissenden und brechenden Kräfte des Gletschers bei dieser grosskopfigen Nagelfluh beim Überschleifen unter allen Winkeln angesetzt, um Brocken und Platten loszusprengen. Das wird jedenfalls Erfolg gehabt haben bei der etwa meterdicken obersten Schicht, die durch die unaufhörlich wechselnden Kältekontraktionen und Hitze- spannungen der vorausgehenden gletscherfreien Zeit innerlich schon gelockert war. Lütischg-Bern wies in einem Referat über „moderne“ Gletscherarbeit auf Tatsachen gleicher Art hin. Tiefer aber ging es sichtlich nicht. Auch bei der tektonischen Navuskopf-Scharte am Gonzen haben die pressenden, reissenden Gletscherenergien vergeblich angesetzt; die Schichten hielten stand.

Diese vier exponiertesten, petrographisch ungleichen Bergflanken mit ihren gleichen, klaren, schwachen Erosionsresultaten präsentieren sich uns also als klassische Objekte zu prinzipieller, mathematisch exakter Widerlegung der bereits in die Schulbücher durchgesickerten Diluvialgletschertrogtheorie, die von Penck-Brückner unrichtig für die Erklärung der tiefen und breiten Alpen- und Voralpentäler und Seebecken verwendet wird.

¹⁾ Unwesentliche Differenzen sind in diesen 3 obigen Zahlen nicht einbezogen, sondern nur die wesentlichen grossen Linien, die das Ganze charakterisieren. Auch wenn alle diese hier genannten, verschiedenen Bergflanken mit 45° fallen würden, hätten wir noch keine einzige Trogwand, sondern immer bloss Keilseiten.

15. — A. AMSLER (Frick): **Bemerkungen zu einer tektonischen Jurakarte.**

Die Karte 1 : 100,000, das Gebiet der Blätter II, III, VII und VIII umfassend, konnte im Bad Schinznach, unmittelbar vor der Autofahrt nach Herznach, allerdings in noch nicht ganz fertigem Zustand, vorgewiesen werden¹⁾.

Sie will, abweichend von den bisherigen tektonischen Jurakarten, nicht nur die oberflächlichen Störungen, Brüche und Falten zeigen, sondern auch das *Relief der Schubunterlage*, dargestellt durch Horizontalkurven von 50 zu 50 m für den *Wellenkalk* und Farbtöne, je tiefer um so dunkler, ferner die Ausdehnung der *Hauptschubflächen*.

Im *Relief der Schubunterlage* spielen, abgesehen von rheintalischen Brüchen (wichtig besonders die „Schwarzwaldlinie“), namentlich SW-NE, also variscisch gerichtete Elemente eine grosse Rolle im welschen wie auch im östlichen Jura, wo diese Struktur nicht nur die Jurafaltung, sondern auch die tertiäre (speziell miocäne) Hydrographie beeinflusste. Es handelt sich offenbar um wieder lebendig gewordene Fugen im Bau der karbonischen Faltung, wie sie auch auftreten, wo im Umkreis des Juras Grundgebirge zutage tritt. Man vergleiche das Streichen des alpinen Zentralmassivzuges Belle-donne-Aiguilles rouges, die Struktur des Rheintalgrabens im Kalibohrfeld von Wittelsheim und gewisse Brüche am benachbarten Schwarzwald- und Vogesenrand (dort Elztallinie, hier Vogesenabbruchrand nordöstlich Belfort), in der Serre und im östlichen Plateau central (Umgebung von St. Etienne). Mit dieser variscischen Struktur hängt im Westen der auffällig geradlinige SW-NE-Verlauf besonders des schweizerischen Hochjura und in seiner Fortsetzung die Querrichtung des Delsbergerbeckens zusammen. Am Juraostende gelangt diese Tiefenstruktur durch die Jurafaltung namentlich auf 2 Linien zur Geltung, auf jeder in besonderer Weise.

Die *westliche* veranlasst da, wo sie die Mt. Terrible-Linie östlich vom untern Hauenstein quert, ein lokal NE gerichtetes Abreissen des Kettenjuras längs einer flexurartigen Wellung, die wir hier im Grundgebirge annehmen müssen (siehe Buxtorfs durch den Hauensteinbasistunnel gezogenes Juraprofil). Im N, jenseits einer Unterbrechung im obern Fricktal, erzeugte der Juraschub über einer wieder NE streichenden, südwärts-

¹⁾ Eine ausführlichere Arbeit über dasselbe Thema wird voraussichtlich im nächsten Heft der *Eclogae* erscheinen.

gerichteten Flexur (Bruchstufe?), die Mettauer *Unterschichtung*, deren primäre Störung (nach ABELS) bis in die Gegend von Thaingen zu verfolgen ist.

Die *östliche* Linie, 10 km vom eben genannten Zug entfernt, ebenfalls flexurartig, lässt sich in ihrer Wirkung auf die Faltung vom Born durch das Juraostende hindurch bis Lienheim jenseits des Rheins verfolgen, wo sie als starke, im ganzen S abfallende Wellung im Malm und Unt. Süsswassermolasse in Erscheinung tritt (GÖHRINGER). Auf ihr liegen rückwärts abbiegende *Kantenfallen*, genetisch analog den Kantenfallen, die am Ostrand des Laufenbeckens auf der Schwarzwaldflexur liegen. Diese östliche Linie ist deswegen von grosser Bedeutung, einmal weil wir deutlich schon aus der oberflächlichen Entwicklung der Tafeljurarandfalte des Zeiher Homberg-Linnerberg schliessen können, dass der primäre Riss zwischen Ketten- und Tafeljura, wenigstens im Dogger, mit der Flexur, auf ca. 5 km Länge ihr folgend, SW-NE verlief; dann aber besonders deswegen, weil sich ihr frühmiocänes (burdigalisches) Alter erkennen lässt (das wahrscheinlich auch den verwandten Linien zukommt): das marine Vindobon schneidet transgredierend die noch mitgehobene Untere Süsswassermolasse (der Hauptsache nach Aquitan) ab (Molasse Auskeillinie), wird aber, wie die folgende Obere Süsswassermolasse gegen NW durch sie (die Flexur) begrenzt: Ihr entlang bewegte sich nach Rückzug des Meeres ins Wienerbecken der Molassesammelfluss, die Urdonau, der von Süden her die Alpen-, von Norden die Schwarzwaldflüsse tributär waren.

Zwischen den beiden Linien ist dieser Lauf, wenigstens sein erstes Stadium, noch deutlich erkennbar als im ganzen WE verlaufende, schwach nach N ausbiegende, in die Juraunterlage eingeschnittene Erosionsterrasse, deren Steilbord bei Herznach ca. 80 m Höhe erreicht. Später, als der Fluss nach Süden abgewichen war, deckte das aus Nord kommende Material das vorher von W her gebrachte, vorwiegend Schlamm (Helicitenmergel), nur an der Basis Juragerölle gemischt mit Resten der früher bis hierher reichenden Austernnagelfluh (s. Ecl. XVI, Nr. 5 1922).

Gleitflächen. Die von BUXTORF zuerst (1907) angenommene in den Anhydritmergeln des mittleren Muschelkalks, scheint mir nur im östlichen Kettenjura rein vorhanden zu sein; gegen die Alpen zu tritt sie unzweifelhaft in höhere Horizonte über (unterer Dogger?). Jedenfalls liegen sie im autochthonen Gebiet *über* der Trias, die mit ihren Sandsteinen („Quarziten“), die ich als versandeten mittleren oder unteren Muschelkalk

deuten möchte, auf dem Grundgebirge festsetzt. Es handelt sich also um wirkliche *Abscherung*. Gegen W setzt dann im Jura *Keuperschub* ein (der im E auch im Tafeljura herrscht). Der Keuper wird in dieser Richtung mächtiger und führt Salz. Im Meridian Solothurner Klusen-Passwang machen sich bereits Anzeichen der zunehmenden Bedeutung der Gleitflächen im Keuper bemerkbar. Solchen schreibe ich auch den Hauptanteil am Zustandekommen der bekannten Klusentektonik zu, sowohl in der Dünernerkluse und der Mümliswilerkluse selbst, als auch im Grenchenberg (*Chaluel*) (Überschiebung unter gleichzeitiger Faltung).

Unter dem Schweizer Hochjura scheint aber auch mächtiges *Rotliegendes* abgeschert und mitgefaltet zu sein; so würden die stark entwickelten Antiklinalen und gleichzeitig auch das auffällige Hervortreten des alten variscischen Streichens ihre Erklärung finden.

Bericht über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft nach Herznach und in den Jura zwischen Oensingen und Meltingen vom 11.—13. August 1925.

Von A. AMSLER (Frick) und M. MÜHLBERG (Aarau)

Teilnehmer:

(1, 2, 3 = 1. 2. 3. Exkursionstag mitgemacht; a. G. = als Gast.)

AMSLER, A., Frick. 1.	HEIM, Alb., Zürich. 1.
BLOESCH, E., Tulsa. 1.	HOTZ, W., Basel. 1, 2, 3.
BLOESCH, Frau E., Tulsa. a. G. 1.	JEANNET, A., Neuchâtel. 1.
BIRKHÄUSER, M., Basel. 2, 3.	KARPF, J. L., Jönköping, a. G. 1, 2, 3.
BOURQUIN, Ph., La Chaux-de-Fonds. 1.	KÜNZLI, E., Solothurn. 1, 2, 3.
BRACK, J., Basel. 1, 2, 3.	LUDWIG, A., St. Gallen. 1.
BÜCHI, O., Fribourg. 1, 2, 3.	NÜNLIST, A., Balsthal. 2, 3.
BUXTORF, A., Basel. 1, 2, 3.	SAXER, F., St. Gallen. 1.
DÉVERIN, L., Lausanne. 1.	SEILER, J., Bellinzona. 1.
ERNI, A., Olten. 1, 2, 3.	SEILER, Mme. L., Bellinzona, a. G. 1.
FRITSCHI, J., Zuz, a. G. 1.	STREIFF-BECKER, R., Zürich. 1, 2, 3.
GSCHWIND, M., Klus. a. G. 2, 3.	DE TECHTERMANN, Mme. L., Hermance. 1.
HARTMANN, A., Aarau. 2, 3.	WEGELIN, H., Frauenfeld. 1.