

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Band: 39 (1946)
Heft: 2

Artikel: Compte rendu de la 62ème Assemblée générale de la Société géologique suisse, à Zurich : dimanche, 8 septembre 1946
Kapitel: 62. Generalversammlung : Sonntag, den 8. September 1946
Autor: [s.n.]
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-160789>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 08.11.2024

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

V. Herstellungskosten der Eclogae Vol. 37/1944.

	Bd. 37/1	Bd. 37/2
	193 Seiten	289 Seiten
	7 Tafeln	4 Tafeln
	35 Textfiguren	48 Textfiguren
Eigenkosten: Redaktion	300.—	300.—
Druck und Spedition	4,897.57	5,041.14
Beiträge und Vergütungen	2,620.—	5,396.11
Total der Herstellungskosten	<u>7,817.57</u>	<u>10,737.25</u>

Zürich, den 27. Mai 1946.

Der Kassier: A. WEBER.

Revisorenbericht über das Rechnungsjahr 1945: Die Unterzeichneten haben die Jahresrechnung 1945 der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft geprüft und in allen Teilen in Ordnung gefunden. Sie überzeugten sich von der gewissenhaften Verbuchung der Einnahmen und Ausgaben und deren Übereinstimmung mit den Belegen, ebenso von der genauen Nachführung der Mitgliederkontrollen. Die auf den 31. Dezember 1945 in der Bilanz aufgeführten Aktiven sind durch Bank- und Postcheckausweise belegt und die Ausscheidung der Vermögenswerte auf die einzelnen Fonds ist in der Kartothek übersichtlich eingetragen. Der zusammenfassende Rechnungsbericht stimmt mit der detaillierten Buchführung überein.

Die Rechnungsrevisoren beantragen der Gesellschaft, die Jahresrechnung 1945 zu genehmigen und dem Kassier für die der Gesellschaft geleistete Arbeit bestens zu danken.

Schaffhausen, den 30. August 1946.

H. BÜTLER.

Bern, den 7. September 1946.

R. F. RUTSCH.

B. 62. Generalversammlung: Sonntag, den 8. September 1946.**Erster Teil: Geschäftliche Sitzung.**

Leitung: Präsident Prof. LÉON W. COLLET.

Der vom Sekretär verlesene Jahresbericht für 1945/46 wird genehmigt, ebenso die Rechnungs- und Revisorenberichte.

Als neuer Redaktor wählt die Versammlung an Stelle des krankheitshalber zurücktretenden ARMIN VON MOOS, der dieses Amt von 1943 bis 1946 bekleidete, WALTER NABHOLZ. Der für ein Jahr beurlaubte Sekretär, AUG. LOMBARD, wird für diese Zeit durch ULRICH BÜCHI vertreten. Die Wahl eines neuen Rechnungsrevisors fällt auf KASPAR ARBENZ.

Der Jahresbeitrag wird, der stark gestiegenen Druckkosten wegen, von Fr. 12.— (Inland) bzw. Fr. 13.— (Ausland) auf Fr. 18.— für Inland und Ausland erhöht und der Beitrag für lebenslängliche Mitglieder auf Fr. 400.— festgesetzt.

Die anschliessende wissenschaftliche Sitzung präsidieren die Herren Prof. FOURMARIER, Belgien und Dr. H. SUTER, Zürich.

Der Präsident: LÉON W. COLLET

Der Sekretär: ULRICH P. BÜCHI

Zweiter Teil: Wissenschaftliche Sitzung.

1. — WALTER SCHMASSMANN (Liestal) u. HANSJÖRG SCHMASSMANN (Liestal): **Hydrochemische Methoden bei der Erforschung von Grundwasservorkommen.** Mit 4 Textfiguren.

1. Einleitung.

Seit einigen Jahrzehnten werden die Grundwasservorkommen der diluvialen und z. T. auch alluvialen Schotter in vermehrtem Maße zur Gewinnung von Trink- und Gebrauchswasser herangezogen. Das Ziel einer jeden Grundwassererschließung muss die Ausnützung der unter den gegebenen Umständen quantitativ und qualitativ günstigsten Möglichkeiten sein. Dass dieses Ziel nur durch geologisch-hydrologische Vorarbeiten erreicht werden kann, wird heute fast allgemein anerkannt. Jede Beratung in Grundwasserfragen erfordert eine eingehende Kenntnis der zur Verfügung stehenden Grundwasservorkommen, sowohl hinsichtlich der nutzbaren Menge, als auch hinsichtlich der chemischen und hygienischen Beschaffenheit des Wassers. Um zu diesen Kenntnissen zu gelangen, sind bereits zahlreiche Methoden entwickelt worden. Was die Erforschung von Grundwässern in quantitativer Hinsicht betrifft, handelte es sich dabei bis vor wenigen Jahren — wenn wir von rein subjektiven oder okkulten Methoden absehen — ausschliesslich um solche technischer oder physikalischer Art. Hydrochemische Methoden wurden nur bei der qualitativen Beurteilung eines Wassers angewandt. Eine erste Publikation, in welcher auf Grund von Untersuchungen im Limmattal, unterhalb Zürich, darauf hingewiesen wurde, dass hydrochemische Methoden auch für die Beurteilung der Menge und der Herkunft eines Grundwassers herangezogen werden können, stammt von MINDER (1937). Da der Autor seine Untersuchungen auf die eine Talhälfte beschränkte, konnte er aber den nachfolgend dargelegten Zusammenhang zwischen dem Chemismus des Grundwassers und der Topographie des anstehenden Untergrundes nicht erkennen. Wir hatten nun in den letzten Jahren mehrfach Gelegenheit, die Methodik der Erforschung von Grundwasservorkommen unter Heranziehung hydrochemischer Daten weiterzuentwickeln.

2. Grundwasserstrom und diluviale Rinne.

Die im Diluvium tiefer liegenden Sohlen unserer Flusstäler sind heute durch fluviatile Ablagerungen eingedeckt. In diesen Aufschüttungen findet man über dem vordiluvialen Untergrund die als Grundwasserströme bezeichneten Wasservorkommen. Verbindet man die tiefsten Punkte der einzelnen Querschnitte einer diluvialen Flussrinne, so erhält man eine als Talweg des Grundwasserstromes zu bezeichnende Linie. Ihre Lage deckt sich ungefähr mit derjenigen des Stromstriches, d. h. mit der Linie der grössten Fließgeschwindigkeit. Dies bedingt, dass die ergiebigsten Grundwasservorkommen eines Flusstales an den Talweg und dessen nächste Umgebung gebunden sind und somit durch den Verlauf der diluvialen Rinne bestimmt werden. Wie aus den folgenden Ausführungen hervorgeht, führt diese Zone zugleich auch das für Trinkwasserversorgungen und für den Gebrauch in Gewerbe und Industrie qualitativ geeignetste Wasser.

3. Hydrochemische Gliederung der Grundwasservorkommen.

Anlässlich von umfangreichen Untersuchungen bei Münchenstein im untern Birstal hatte W. SCHMASSMANN bereits 1938 eine Zone weichen Wassers feststellen können, welche den ergiebigsten Streifen des Grundwasserstromes einnimmt und deren Verlauf demjenigen der hier mit Hilfe der erbohrten Felskoten festgestellten alten Rinne entspricht. An die Weichwasserzone reiht sich nach beiden Talseiten immer härter werdendes Grundwasser an. Mit dem für die Karbonathärte gewonnenen Bild fiel auch dasjenige der Chloridverteilung zusammen.

Neue hydrochemische Untersuchungen aus dem Jahre 1945, welche wir im Rahmen von Vorarbeiten für die Projektierung zentraler Abwasserreinigungsanlagen im Birstal von Angenstein bis Birsfelden durchzuführen hatten, haben nun gezeigt, dass innerhalb des Grundwasserfeldes des Birstales die zonare Anordnung weiterer chemischer Werte dem Verlauf der diluvialen Rinne entspricht. So ist der mittlere Teil des Grundwasserstromes auch durch verhältnismässig geringe Nitratgehalte, Sulfatgehalte, bleibende Härten, Magnesiumhärten, Kalkhärten und Gesamtionenkonzentrationen gekennzeichnet. Ebenso nimmt die Wasserstoffionenkonzentration zu, je weiter wir uns von der Mitte der diluvialen Rinne entfernen, was sich in einer Abnahme des Wasserstoffexponenten (pH-Wert) ausdrückt. Dies ist darauf zurückzuführen, dass bei Wässern, welche sich im Kalk-Kohlensäuregleichgewicht befinden, einer zunehmenden Karbonathärte eine Abnahme des pH-Wertes parallel geht.

4. Ursachen der beobachteten hydrochemischen Gliederung.

Die gewonnenen Ergebnisse lassen sich sowohl kartographisch (vgl. Fig. 1, a—c) als auch in Profilen (Beispiel: Fig. 2) darstellen. Im Birstal, wo sich aus der Übereinstimmung des Verlaufs der diluvialen Rinne mit demjenigen der hydrochemischen Zonen empirisch der eigentliche klassische Ausgangspunkt der neuen Methode ergab, gelang es uns, die Erscheinung auch theoretisch weitgehend abzuklären. Ein besonders aufschlussreiches Bild ergibt sich bei der Darstellung der Gesamtionenkonzentration (Fig. 1b). Sie kann als eine Funktion der unterschiedlichen Fliessgeschwindigkeit eines Grundwassers aufgefasst werden. Wenn Niederschlagswasser von gegebener chemischer Zusammensetzung bei variierender Fliessgeschwindigkeit einen Grundwasserträger von gleichmässiger petrographischer Beschaffenheit durchfliesst, so bleibt es mit abnehmender Fliessgeschwindigkeit mit den Gesteinen des Grundwasserträgers länger in Kontakt und hat damit Gelegenheit, mehr mineralische Substanzen aus diesen Gesteinen zu lösen. Fliessen dem Grundwasserstrom ausserdem schon stärker mineralisierte oder durch Abbauprodukte organischer Substanzen verunreinigte Wasser zu, so werden sich die dadurch bedingten höheren Konzentrationen an gelösten Stoffen um so länger halten, je weniger die betreffende Partie des Grundwasserfeldes durchströmt wird.

Die Fliessgeschwindigkeit ist im Talweg eines Grundwasserstromes, wie bei einem Oberflächengewässer, grösser als am Rande. Da dieser Talweg aber durch den Verlauf der diluvialen Rinne gegeben ist, muss die Zone niedrigster Gesamtionenkonzentration, wenn die obigen Annahmen zutreffen, mit der Lage der tiefsten Sohle der Rinne übereinstimmen. Ein Vergleich der Karte des Verlaufs der diluvialen Rinne (Fig. 1a) und der Karte der Gesamtionenkonzentration (Fig. 1b) zeigt, dass tatsächlich im allgemeinen Übereinstimmung herrscht.

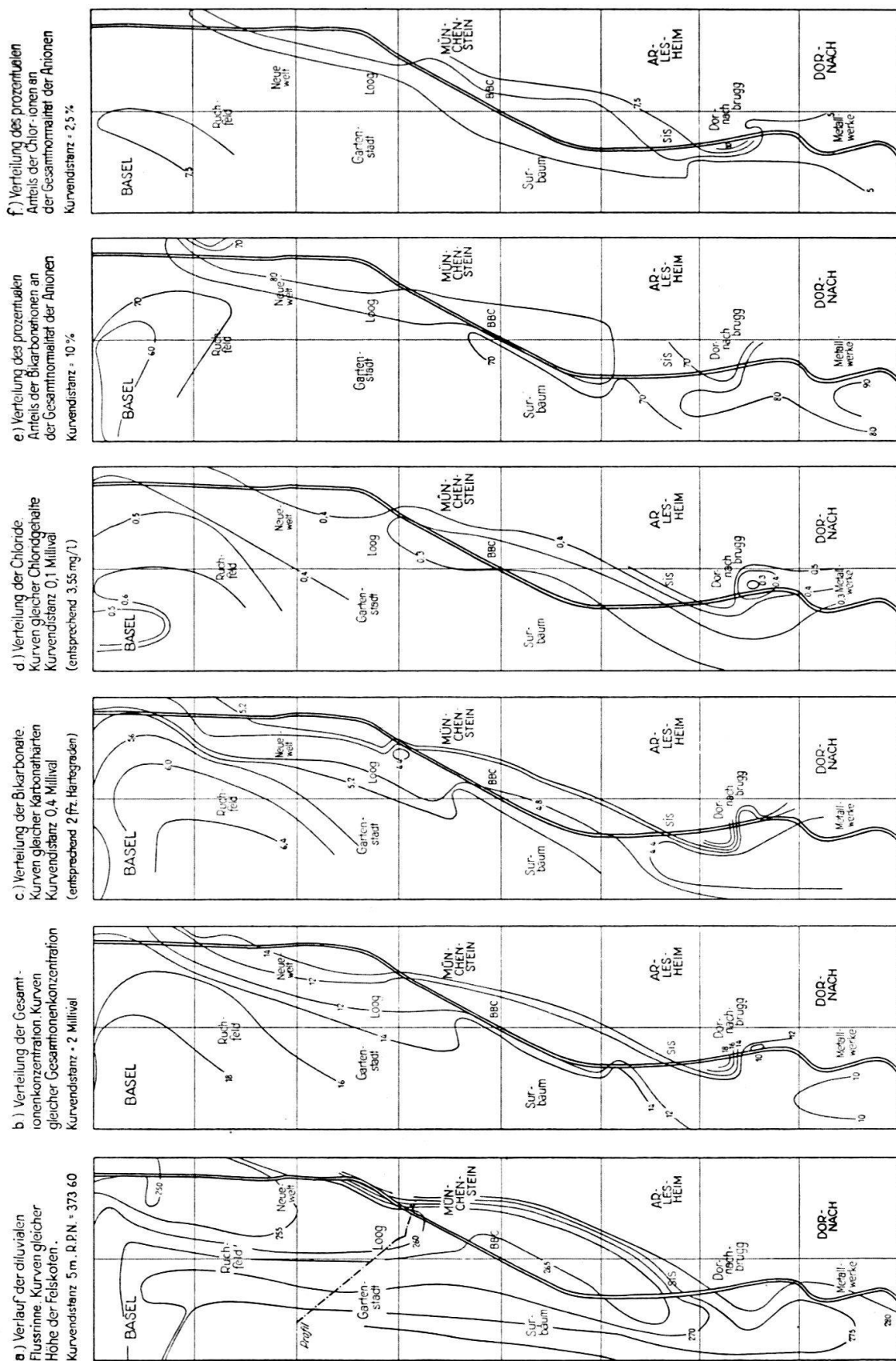


Fig. 1. Grundwasserstrom des Birstales zwischen Angenstein und St. Jakob. Untersuchungsergebnisse vom 18./19. Juli 1945. Maßstab 1:75 000.

Abweichungen von dieser Regel können bei zu niederen Werten durch einen Zufluss von schwächer mineralisiertem Wasser hervorgerufen sein. Dabei handelt es sich meistens um eine Flusswasserinfiltration. Im Grundwasserstrom des Limmattales unterhalb Zürich hat MINDER die Verteilung der Karbonathärte

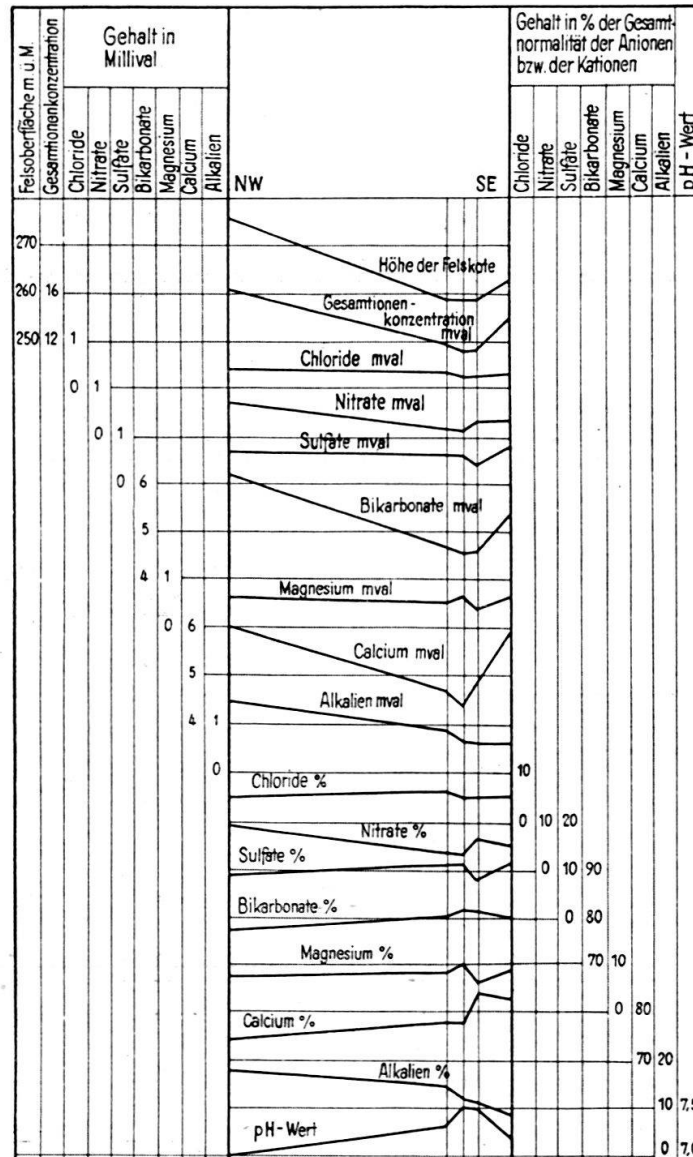


Fig. 2. Chemisches Querprofil durch den Grundwasserstrom des Birstales bei Münchenstein.

Untersuchungsergebnisse vom 18./19. Juli 1945.

allein auf eine unmittelbare Flusswasser-Infiltration zurückzuführen versucht, wobei sich aber keine allgemein befriedigende theoretische Erklärung der tatsächlich vorliegenden Verhältnisse ergab. Aus den von MINDER gegebenen Daten kann aber vermutet werden, dass eine Berücksichtigung des rechts der Limmat gelegenen Grundwasserfeldes ebenfalls den Zusammenhang der Karbonathärte- und Chloridverteilung mit dem Verlauf einer alten Rinne nahe gelegt hätte.

Wo gegenüber der festgestellten Regel zu hohe Werte angetroffen werden, lässt sich dies vielfach auf die Zufuhr von Abwässern zurückführen. Diese ent-

halten mineralische Abfall- oder Abbauprodukte oder aber deren organische Stoffe mineralisieren sich erst im Grundwasser selbst. Bei der Zersetzung organischer Stoffe im Grundwasser entsteht ausserdem freie Kohlensäure, was eine Erhöhung des Lösungsvermögens des Wassers verursacht und sich damit indirekt im Sinne einer Anreicherung mineralischer Stoffe auswirkt. Weitere Anomalien in der Anordnung der hydrochemischen Zonen sind schliesslich bei einem Zufluss stärker mineralisierten Quell- und Hangwassers festzustellen. Bei unseren Untersuchungen im Birstal konnten wir dies besonders über der Rheintalflexur feststellen, wo sich stellenweise der Zufluss stark mineralisierter Wässer erhöhend auf die Gesamtionenkonzentration auswirkt.

5. Zusammensetzung der Gesamtionenkonzentration.

Die Regel, dass in den randlichen Wässern eines Grundwasserstromes eine Anreicherung mineralischer Stoffe stattfindet, kann schliesslich noch dahin ergänzt werden, dass unter den Anionen Chloride, Sulfate und Nitrate stärker angereichert werden als Bikarbonate. Dies geht aus einer Darstellung der Verteilung des prozentualen Anteils der einzelnen Anionen an der Gesamtionenkonzentration hervor. Im allgemeinen gilt, dass die Prozent-Werte der Chloride (Fig. 1f), Nitrate und Sulfate zunehmen und bei denjenigen der Bikarbonate (Fig. 1e) aber abnehmen, je weiter wir uns von der Mittelzone des Grundwasserstromes entfernen. Diese Erscheinung ist dadurch zu erklären, dass der Sättigungswert für Chloride, Sulfate und Nitrate sehr hoch liegt und deshalb innerhalb der Grenzen, wie sie im Grundwasser gegeben sind, bedeutende Mengen dieser Salze in Lösung gehen können. Das Lösungsvermögen der Bikarbonate ist dagegen durch die Menge der vorhandenen freien Kohlensäure beschränkt. Ein Wasser, dessen Kalk-Kohlensäuregleichgewicht erreicht ist, wird aus dem Grundwasserträger keine weiteren Carbonate mehr lösen, und eine weitere Anreicherung mineralischer Stoffe ist nur durch Aufnahme anderer Salze als Bikarbonate möglich. Bei den Kationen verhalten sich die Calcium-Ionen entsprechend den Bikarbonat-Ionen, wie dies Fig. 2 veranschaulicht.

Es ergibt sich somit, dass nicht nur die absoluten Werte, sondern auch die prozentuale Zusammensetzung der Gesamtionenkonzentration eines Grundwassers zur Festlegung des Verlaufs eines Grundwasserstromes herangezogen werden können.

6. Über die Anwendbarkeit hydrochemischer Methoden.

Auch bei kleinen Grundwasservorkommen lassen sich mit Hilfe hydrochemischer Methoden wertvolle Anhaltspunkte über den Verlauf der tiefsten Rinne und damit über die Lage der grössten Grundwassermächtigkeiten gewinnen (vgl. Fig. 3).

Gegenüber den bisher geschilderten Beispielen sind die Verhältnisse wesentlich komplizierter, wenn wir uns im Gebiete des Zusammenflusses von zwei verschiedenen Grundwasserströmen befinden. Doch geben die hydrochemischen Untersuchungen in solchen Fällen besonders für die Beurteilung der Herkunft eines Wassers gute Hinweise (vgl. Fig. 4).

Der Vorteil der Anwendung hydrochemischer Methoden liegt beim Vorhandensein geeigneter Aufschlüsse darin, dass die massgebenden hydrologischen Eigenheiten eines Grundwasservorkommens mit Hilfe einfacher chemischer Serien-

untersuchungen festgestellt werden können und dabei gleichzeitig mit einigen ergänzenden Untersuchungen eine weitgehende Beurteilung in qualitativer Hinsicht möglich ist. Liegt ein Gebiet zur Bearbeitung vor, in dem der Grundwasser-

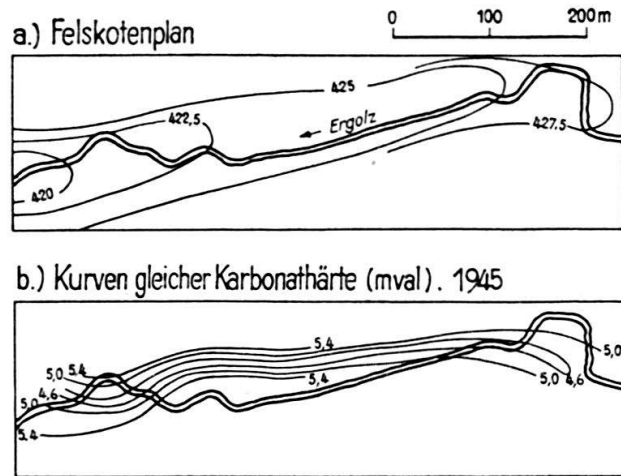


Fig. 3. Grundwasserstrom des Ergolztales oberhalb Ormalingen (Bld.).

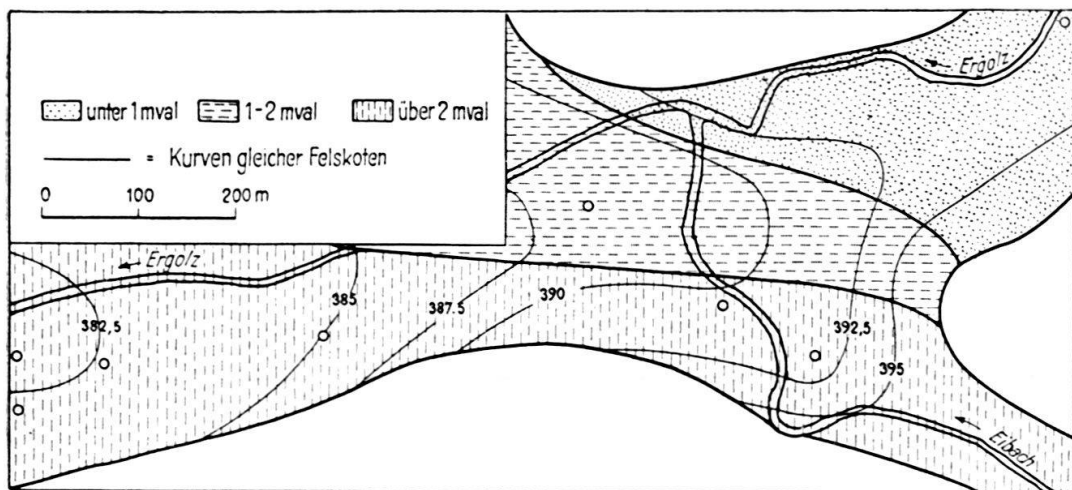


Fig. 4. Verbreitung der bleibenden Härte im Grundwassergebiet von Gellerkinden (1944/45).

spiegel nicht sehr tief liegt und in dem bei Beginn der Untersuchungen noch keine oder nur eine ungenügende Anzahl von Möglichkeiten zur Wasserfassung besteht, so können die Aufschlüsse mittels einfacher Methoden, z. B. durch Schlagrohre oder Sondiergräben, geschaffen werden.

7. Zusammenfassung :

Hydrochemische Untersuchungen an Grundwasservorkommen haben ergeben, dass die zonare Anordnung zahlreicher chemischer Werte dem Verlauf des einer alten Flussrinne folgenden Grundwasserstromes entspricht. Diese Eigenart ist im wesentlichen auf die Verschiedenheit der Fliessgeschwindigkeit zurückzuführen.

8. Literatur.

- MINDER, LEO: Wissenschaftliche Vorarbeiten zum Grundwasserwerk Hardhof der Stadt Zürich. Ziele und Wege bei der Bearbeitung von Grundwasserfragen. — Vierteljahresschrift Natf. Ges. Zürich LXXXII, 1937.
- SCHMASSMANN, W.: Der Schutz des Grundwassers. — Strasse und Verkehr Bd. 30, 1944.

2. — H. FROEHLICHER (Olten): **Einige Beobachtungen an den thermalen Quellen der beiden Hauensteintunnel.** (Kein Referat eingegangen.)

3. — J. CADISCH (Bern): **Ein Beitrag zur Geologie der Mineralquellen von Schuls-Tarasp.**

Der Geologe G. THEOBALD bezeichnete im Jahre 1863 die Sauerquellen des Unterengadins als das wichtigste Geschenk, welches die Natur dieser Gegend verliehen habe. Seither fanden die Mineralquellen des Engadiner Fensters immer wieder das Interesse der Fachleute. In der südwestlichen Fensterecke sind es die 1927 von AD. HARTMANN eingehender beschriebenen Quellen der Umgebung von Schuls-Tarasp und der Arsensäuerling von Val Sinestra, in der nördlichen Fensterbucht die Säuerlinge von Obladis und Prutz-Entbruck, welche seit altersher zu Heilzwecken benützt wurden. Abgesehen von der zum Fensterumriss symmetrischen Anordnung dieser Quellgruppen ist die geologische Lage der Quellaustritte eine recht verschiedenartige. Ein Versuch, dieselbe mit der Struktur des Fensterinnern in Beziehung zu bringen, erweist gar bald die Unzulänglichkeit der bisherigen von Theorien allzusehr beeinflussten Auffassungen. Wohl entspringen die Bonifacius-Quelle und die berühmten Glaubersalzwässer von Tarasp sowie die Kalksäuerlinge Vih und Suotsass von Schuls an einer Antiklinale des Bündnerschiefers. Doch schon die Quelle an der Lischana-Brücke unterhalb Schuls liegt weitab von diesem Schiefersattel im Serpentin, der die unterostalpine Serie begleitet. Ähnliches gilt für das nördliche, tirolische Fenstergebiet. Dort fliesst der Säuerling von Entbruck aus Verrucano der Tasnaserie in vier Kilometer Entfernung von der Fensteraxe und der erdige Säuerling von Obladis aus unterostalpinen Kalkschiefern, unweit der basalen Schubfläche des Silvretta-Kristallins. Ein Sonderfall liegt sodann im Val Sinestra vor, dessen Säuerlinge aus dem flach einfallenden Südschenkel eines Schiefergewölbes, ungefähr 1000 m unter der Schieferhangengrenze entspringen. Hier könnte nur eine Tiefbohrung Einblick in die Untergrundverhältnisse gewähren. Vorläufig aber müssen wir uns die genauere geologische Untersuchung der verschiedenen Quellindividuen zur Aufgabe machen. Willkommenen Anlass hiezu boten Untersuchungen, welche im Auftrage des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft angestellt wurden, um die Frage einer eventuellen Beeinflussung der Schuls-Tarasper-Quellen durch projektierte Kraftwerke, insbesondere durch Stollenbauten, abzuklären, ferner Begehungen im Auftrage des Bergbaubureaus des K. I. A. A.¹⁾.

Schon in früheren Jahren, wenn wir durch die Clemgia-Schlucht bei Schuls wanderten und den auffälligen Gang von braungefärbtem, nickelführendem

¹⁾ Wir danken den genannten Amtsstellen bestens für die gütige Erlaubnis zur Bekanntgabe unserer Beobachtungen.

Magnesit- und Silikatgestein²⁾ betrachteten, welcher dort den schwarzgrünen Serpentin durchsetzt, fragten wir uns, ob derselbe nicht mit den Mineralquellen von Schuls-Tarasap in Beziehung stehen könnte. Da jedoch eine Fortsetzung dieses Ganges im liegenden Schiefer nördlich des Inns nicht festzustellen war und aus demselben keine Quellen auszutreten scheinen, blieb diese Frage offen. Beobachtungen an einem ähnlichen Karbonatgang zeitigten dann aber ein positives Ergebnis. Schon CHR. TARNUZZER hatte etwa zwei Kilometer weiter NE bei der Innbrücke zwischen Schuls und Pradella („Lischanabrücke“) im Serpentin einen Gang festgestellt, der nach neueren Untersuchungen von dolomitisch-kieseliger Zusammensetzung ist (MgCO_3 43,7%, CaCO_3 39,6%, FeCO_3 2,20%, Al_2O_3 0,40%, NiO 0,04%, SiO_2 und Unlösliches 12,65%) und reichlich zerruscheltes Nebengestein enthält. Wenige Meter von diesem Aufschluss entfernt liegt im Flussbett des Inns die Fassung der Lischanaquelle im Gangstreichen. Zwei von G. NUSSBERGER im Sommer 1930 ausgeführte Analysen zeigten, dass ein ziemlich stark mineralisierter alkalisch-salinischer Sauerling vorliegt (über 4 g Trockensubstanz pro Liter). Ertrag und Mineralgehalt des Wassers sind vom Inn-Wasserstand abhängig. Im Winter versiegt die Quelle, im Sommer sind Schüttung und Salzgehalt nach Angabe von Herrn Dr. J. O. RAUCH am grössten. Der Einfluss des Innwassers ist somit auf ausschliessliche Druckwirkung beschränkt. Vermittelt einer Neufassung könnte zweifellos ein konstanter Ertrag erreicht werden.

An der Lischanaquelle konnte der Nachweis eines Zusammenhanges eines hydrothermalen Ganges mit einem Sauerling erbracht werden. Die Verhältnisse erinnern sehr an die von L. VON LÓCZY beschriebenen Sauerlinge am Balatonsee, welche als Abkömmlinge von Thermalquellen zu betrachten sind. Der genannte Autor konnte bei Balatonfüred altdiluviale Sinterbildungen mit ca. 68% Kieselsäuregehalt nachweisen, die ungefähr gleichaltrig wie die Basalte und Andesite der Region sein dürften.

Da die Schuls-Tarasperquellen heutzutage nicht aus Karbonatgängen entspringen, vermuteten wir, dass die Quellwege im Laufe geologischer Zeiten verlegt wurden oder dass Karbonatgänge in Bruch- oder Klufflächen des plastischeren Schiefers ihre Fortsetzung finden. Eine unweit der Tarasper Trinkhalle angestellte Beobachtung scheint für letztere Möglichkeit zu sprechen. Wenige Schritte unterhalb des untersten Eisensteges ist am südlichen Flussufer eine ca. 4 m breite N 10° W gerichtete Bruchspalte mit Schieferklemmpaket sichtbar. Die Störung streicht quer zum Inn und am Nordufer des Flusses entspringt die „Neue Badequelle“ genau in der Bruchrichtung. Eingehende Untersuchungen werden zeigen, ob andere solche Störungen als Quellwege dienen. Bei den ausserordentlich stark mineralisierten, aber geringe Schüttung aufweisenden Glaubersalzwässern Luzius und Emerita soll dies nach früheren Angaben nicht zutreffen.

Der Einwand, dass Karbonatgänge und Bruchspalten nur in Oberflächennähe als Quellwege dienen, wäre naheliegend, doch spricht die auffällig verschiedenartige Mineralisation der einzelnen Wässer dagegen.

Betreffend die Entstehung und geologische Situation der Sauerlinge gelangen wir auf Grund unserer bisherigen Beobachtungen zu folgenden vorläufigen Schlüssen. Die Mehrzahl der erdigen Sauerlinge (Kalksauerlinge) entspringt aus den penninischen Kalkschiefern des Fensterinnern. Dazu gehören als typische Vertreter die für Bade- und Trinkzwecke verwendeten Schulser Quellen Vih und Suotsass sowie eine grössere Anzahl ähnlicher Wässer, welche z. T. die Dorf-

²⁾ Der durchschnittliche Gehalt an MgCO_3 beträgt 47%, derjenige an Quarz und Unlöslichem 39,6%.

brunnen in Schuls und Sent speisen. Die Glaubersalzwässer, die chemisch eine Mittelstellung zwischen erdigen und sulfatischen Wässern einnehmende Carolaquelle und die Lischanaquelle fliessen in Nähe der Grenzfläche zwischen Penninikum und Unterostalpin aus, an der Gipslager verschiedenenorts festgestellt sind. Die Annahme W. VON GÜMBEL's, dass ein beträchtlicher Teil des Salzgehaltes gewisser Unterengadiner Sauerlinge aus der gipsführenden Trias stamme, ist nicht von der Hand zu weisen. Alles spricht dafür, dass nur die Kohlensäure magmatischen Ursprunges sei, wie dies schon G. THEOBALD und W. v. GÜMBEL annahmen. Dass Chlor, Borsäure, Ammoniak, Arsen und Schwefelwasserstoff ebenfalls „vulkanischen“ Ursprunges seien, wie AD. HARTMANN glaubte, ist wenig wahrscheinlich. Dem Chlorgehalt entspricht in allen Fällen ein äquivalenter Natriumgehalt; das Natriumchlorid dürfte aus der Trias oder aus dem Schiefer (primäres Porenwasser mariner Ablagerungen) stammen. Ammonium ist als Gesteinsbestandteil des Schiefers analytisch nachgewiesen. Über den Arsengehalt der Schiefer wären noch Untersuchungen anzustellen. Bezüglich der vadosen Herkunft des Wassers gingen bis dahin alle Geologen einig.

Für die weitere Abklärung der geochemischen Quellen-Probleme werden die z. T. schon ausgeführten, z. T. in Aussicht stehenden Analysen der Herren Prof. Dr. W. TREADWELL und Dr. O. GÜBELI von grösster Bedeutung sein.

Über die Lage der Unterengadiner Sauerquellen im gesamten alpinen Bauplan kann folgendes gesagt werden. Sie bilden mit den mittelbündnerischen Mineralquellen von Fideris, Passugg, Rothenbrunnen, Solis, mit den Quellen von San Bernardino und St. Moritz, mit den Wässern von Valfurva, Pejo und Rabbi einen grossen Sauerquell-Bezirk, der in der Zentralzone des Gebirges und gleichzeitig im Bereiche der Kettung von West- und Ostalpenbogen gelegen ist. Im Gebiete der sich überschneidenden Strukturen und in Nähe der Wurzelzone stehen der Kohlensäure Wege nach der Oberfläche zur Verfügung, die wir in regelmässiger gebauten Gebirgstteilen, wie z. B. in den französischen Westalpen, vergeblich suchen. Wir finden dort denn auch keinen einzigen Sauerling. Erst in Nähe der Gebirgsoberfläche sind für den Verlauf der Zirkulationswege des hier eindringenden vadosen Wassers die Durchlässigkeit der Gesteine, deren Faltenbau und Klüftung sowie die Anlage der Talfurchen massgebend.

Literatur und andere Unterlagen.

- THEOBALD, G.: Geologische Beschreibung der in den Blättern X und XV des eidg. Atlases enthaltenen Gebirge von Graubünden. Beitr. z. geolog. Karte d. Schweiz, Nr. 2, 1863.
- TARNUZZER, CHR. und GRUBENMANN, U.: Beiträge zur Geologie des Unterengadins. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, N.F. 23, 1909.
- HARTMANN, AD.: Die Entstehung der Mineralquellen von Tarasp-Schuls und der andern Bündner Sauerlinge. Viertelj.schr. Natf. Ges. Zürich, 1927.
- NUSSBERGER, G.: Analysen der Lischana-Quelle, 1930, zur Verfügung gestellt von Dr. J. O. Rauch, Schuls.
- LÓCZY, L. VON: Die tektonischen und hydrologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Balatonfüred und Aszófö, mit besonderer Berücksichtigung der Erschliessung des Kohlendioxydgases und Sauerwassers. Jahresberichte K. Ungar. Geol. Landesanst. 1929—32, Budapest 1937. Dazu mündliche Mitteilungen des Autors.
- CADISCH, J.: Kapitel „Geologie der Schweizer Mineral- und Heilquellen“ in „Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz“, Bern, Zimmermann & Cie., 1937.

4. — ADRIEN JAYET (Genève): **Les stades de retrait würmiens aux environs de Genève.**¹⁾ Avec 3 figures dans le texte.

Dans une note précédente concernant l'âge du maximum glaciaire quaternaire (4), j'ai attiré l'attention sur la nature complexe des sédiments de la dernière glaciation; l'ensemble constitue le complexe würmien déposé au cours de trois phases distinctes:

3. Phase de régression ou retrait glaciaire. Moraines graveleuses, blocs erratiques, terrasses.

2. Phase du maximum. Moraine de fond, argile à blocs.

1. Phase de transgression ou progression glaciaire. Gravier sous-glaciaires de l'alluvion ancienne.

La troisième phase, celle du retrait a un intérêt capital, elle correspond à la réintroduction de la flore et de la faune. C'est aussi au cours de cette phase que les derniers Hommes du Paléolithique s'installent dans notre région, au pied du Salève.

Mais les critères utilisés pour déceler les phases du retrait varient dans d'assez fortes limites d'un auteur à l'autre. C'est pourquoi il me paraît nécessaire de préciser la nature des dépôts de retrait, puis de tirer de leur répartition un premier essai de localisation des stationnements.

Une partie des résultats exposés dans la présente note a été obtenue lors des levés pour la carte géologique du Canton de Genève (1925—1931). Je remercie la Commission géologique suisse de m'avoir autorisé à les publier.

Nature des dépôts du retrait.

Le retrait glaciaire est caractérisé par le dépôt des diverses moraines qui accompagnaient le glacier. Mais celles-ci n'ont pas une importance égale; la moraine de fond devient plus sableuse et plus caillouteuse; les moraines médianes formées essentiellement de blocs erratiques ont un tracé peu repérable, les travaux agricoles les ayant fait disparaître en grande partie. Il reste les moraines latérales et frontales, ce sont elles qui nous serviront de guide.

Dans les glaciers de type alpin, les moraines latérales sont formées de blocs et de blocaille empâtés de sable. Les zones stratifiées sont peu marquées ou absentes. On devrait s'attendre à trouver ce type de moraines en région de plaine, mais les variations de faciès sont ici énormes (voir fig. 1 et 2). La masse principale est une blocaille graveleuse non stratifiée accompagnée de bancs de sable stratifié ou non, de sablons quelquefois finement stratifiés et de couleur jaune. Les blocs erratiques ne manquent pas, ils accompagnent surtout les sables et sablons. Enfin dans beaucoup de cas, l'ensemble des graviers se termine par une masse de structure uniforme formée de blocaille et de petits blocs et dans laquelle les galets striés sont fréquents. Une autre caractéristique des graviers du retrait est qu'ils sont souvent atteints d'accidents secondaires, plissements de l'ordre de quelques mètres avec micro-tectonique variée, petites failles, flexures et laminages (1). La plupart de ces accidents sont à mettre au compte de pressions causées par le glacier sur son front morainique, de glissements et de tassements, mais il n'est pas exclu que d'autres causes soient intervenues. La stratification des graviers de retrait leur fait attribuer par certains auteurs une origine lacustre

¹⁾ Publié avec l'autorisation de la Commission géologique S.H.S.N.

(deltas) ou fluviale, la preuve de ces deux origines par des faunes correspondantes manque toujours.

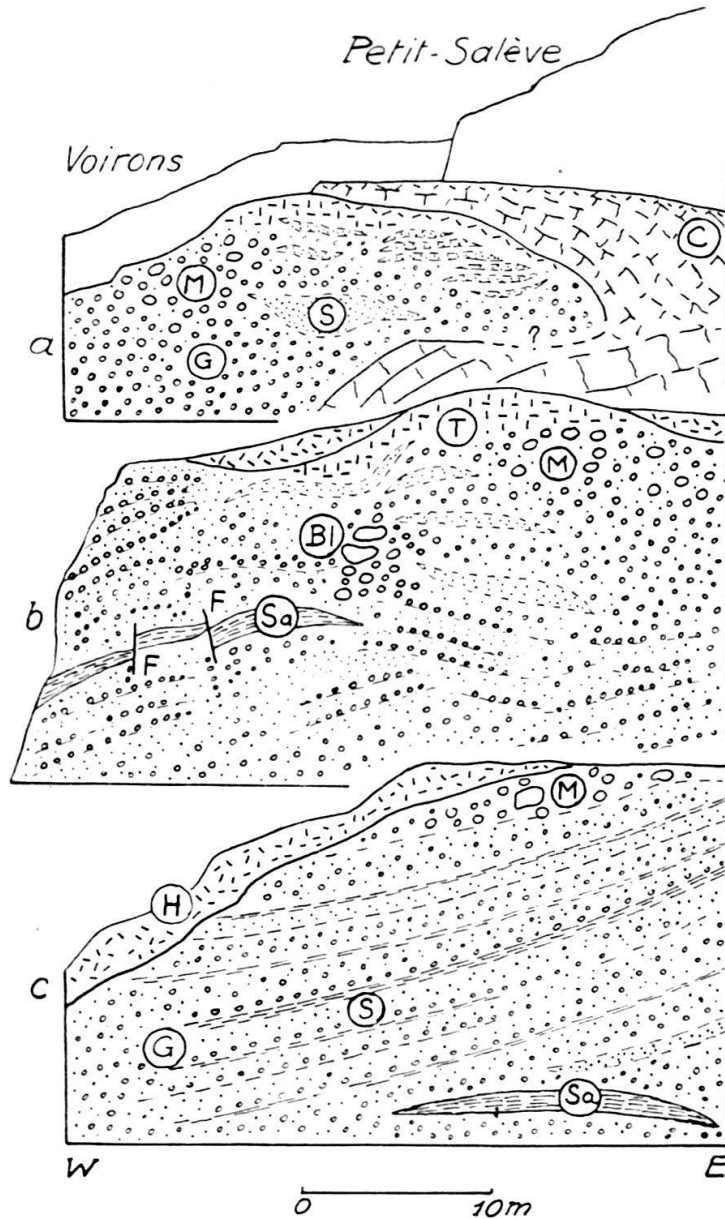


Fig. 1. Trois profils à travers les graviers du retrait glaciaire, stade de Veyrier. a) - Carrières du Pas de l'Echelle. b) - Gravières Achard. c) - Gravière de Sous-Balme. La distance entre a et c est de 800 m.

Bl. - Blocs erratiques alpins. C. - Masse calcaire écroulée des parois du Salève. F. - Failles. G. - Graviers alpins. H. - Cailloutis, limons et terres paléolithiques et holocènes. M. - Chape de graviers d'aspect plus fortement morainique, riche en galets striés. S. - Sables gris. Sa. - Sablons jaunes finement stratifiés, varves. T. - Zone d'imprégnation tufeuse.

Il faut insister sur l'aspect topographique des dépôts graveleux. Dans le cas le plus favorable, ils ont la forme d'une traînée longue de plusieurs centaines de mètres et dont le sommet constitue une crête morainique bien visible (fig. 1). Ce cas ne semble être réalisé au maximum que dans les régions à écoulement glaciaire resserré, pied du Jura et du Salève. Dès que l'on s'en écarte, on voit la

butte morainique diminuer de hauteur pour passer à des dômes de plus en plus surbaissés; enfin dans le cas extrême, la surface des graviers est à peu près horizontale.

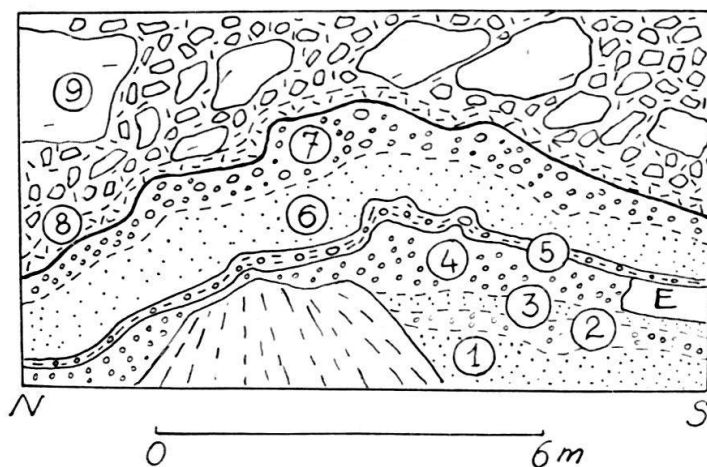


Fig. 2. Contact des calcaires écroulés des parois du Salève sur les graviers alpins du retrait, Carrière Chavaz.

1, 3, 6. Sables gris. 2, 4, 7. Graviers. 5. Lamme d'argile jaune à galets striés. 8. Limon terreux brun-clair. 9. Blocs calcaires et chaille anguleuse. E. Bloc erratique alpin.

Extension des dépôts morainiques du retrait, stades de retrait.

Il n'entre pas dans mes intentions de décrire les moraines qui s'échelonnent du sommet du Jura ou du Salève jusque dans la plaine, elles correspondent à toutes les phases du retrait à partir du maximum. Je m'en tiendrai aux stades situés dans la plaine au-dessous de l'altitude de 500 m., dans la région proche de Genève. Nous pouvons déceler au moins trois grandes périodes de stationnements:

1. *Stade de Saint-Genis-Grilly.* L'altitude des restes morainiques est à 480 m. à Grilly, 420 m. à St-Genis. Dans les deux cas il s'agit d'une moraine latérale droite du glacier du Rhône. A St-Genis, une nappe de graviers alpins s'étale au delà de la London, correspondant à du fluvio-glaciaire de retrait. Sur la rive gauche du Rhône je ne vois pas les restes qui pourraient correspondre à ce stade. Peut-être s'agit-il des moraines de Laconnex (460 m.) et de Bardonnex (502 m.) signalées par ED. PARÉJAS (5, 6). Enfin plus au nord, le stade de Grilly doit se raccorder avec les rides de graviers morainiques étudiées actuellement par MM. E. GAGNEBIN, A. FALCONNIER et A. CAROZZI aux environs de Gingins-Trélex.

2. *Stade de Veyrier.* Les restes de ce stationnement sont particulièrement bien individualisés dès les environs de Mornex contre le flanc est du Petit-Salève, puis la moraine contourne l'extrémité nord de cette montagne et se retrouve à Etrembières (430 m.), à la tufière de Veyrier (410 m.). Dans les différentes carrières de Veyrier-Pas de l'Echelle on peut suivre les graviers morainiques sur plus d'un kilomètre en notant de belles structures. L'altitude du sommet des graviers est ici à 450 m. Il est aisé de se rendre compte, entre Etrembières et Veyrier qu'il y a plusieurs rides parallèles se décomposant en une série de monticules d'allure drumlinique. Vers l'aval les graviers morainiques viennent se perdre à proximité de la frontière franco-suisse dans le paysage nummulique plus ancien qui domine les marais de Troinex. Ces derniers correspondent d'ailleurs à l'ancien bassin de la langue glaciaire.

Il est malaisé de suivre les dépôts du retrait du bassin de l'Arve à celui du Rhône. Néanmoins on retrouve pour ce dernier quelques lambeaux de graviers à structure complexe et rapportables au retrait. Ce seraient le petit lambeau au nord-est du coteau de Bernex (425 m.) et la butte graveleuse de la Maladière près de Meyrin (430 m.). Ces deux gisements ont la forme de dômes surbaissés. Nous tenons à faire remarquer que ce dernier point est à une altitude supérieure à celui de St-Genis quoique correspondant certainement à un stade plus récent. Dans cette même région de Meyrin il y a plusieurs drumlins qui pourraient figurer dans ce même stade, le fait qu'ils ne sont pas exploités ne permet pas d'en étudier

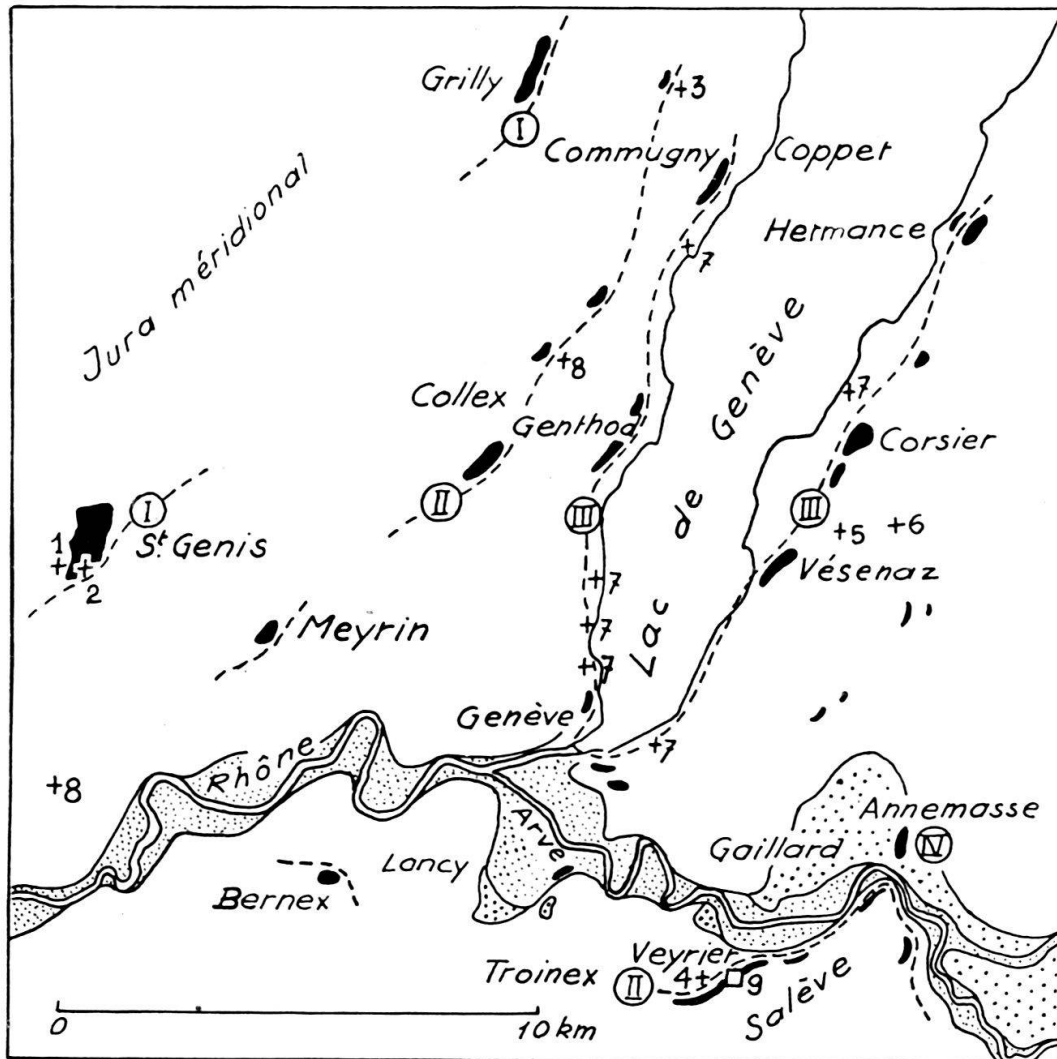


Fig. 3. Le retrait würmien aux environs de Genève.

En noir, graviers morainiques des stades de retrait; gros pointillé, graviers sous-glaciaires de la terrasse de 30 m de l'Arve; pointillé fin, vallées d'encaissement du Rhône et de l'Arve, terrasses proprement dites; trait ponctué, extension présumée des glaciers de l'Arve et du Rhône au cours du retrait.

I. Stade de Grilly, St-Genis. II. Stade de Veyrier. III. Stade de Corsier.
IV. Stade d'Annemasse.

1 à 6. Faunes périglaciaires (voir le texte). 7. Gisements à mollusques de la terrasse lacustre de 10 m. (La London, la Versoix).
9. Stations paléolithiques de Veyrier (Magdalénien).

la structure. Plus au nord on retrouve des graviers morainiques à Vireloup (424 m.), à Richelien (410 m.), à Ecogia (425 m.), un très petit lambeau au-dessus de Myes (413 m.), plus au nord encore, parmi les drumlins qui dominent Commugny, un seul, entamé par une petite exploitation peut être raccordé à notre stade (440 m.).

3. *Stade de Corsier*. Les gravières de Corsier (430 m.) permettent d'observer les mêmes structures que nous avons relevées à Veyrier, il s'y ajoute des blocs erratiques avec une certaine abondance. Les graviers se poursuivent en direction de Vézenaz (425 m.) puis il semblent descendre contre le flanc du coteau molassique de Cologny. Je pense que les sablons stratifiés de la Madeleine à Genève (385 m.) ainsi que la butte graveleuse de la route de Lausanne, au bas de la Voie-Creuse (390 m.) sont à mettre au compte du même stade. Sur la rive droite de lac, nous assistons à une curieuse disposition: il n'y a pas au voisinage immédiat du lac de dépôts correspondant à ceux de Corsier, mais seulement les graviers de la terrasse de 30 m. situés entre 400 m. et 410 m. d'altitude, ce sont ceux de Genthod et des environs de Coppet. Faut-il les relier à ceux de la rive gauche situés à 20 m. plus haut? Je le crois, et la fig. 3 donne l'aspect que présente ce raccord. Mais pourquoi les dépôts seraient-ils plus élevés sur la rive gauche que sur la rive droite, y aurait-il eu un soulèvement tardif? Bien qu'on ne puisse l'affirmer, il faut remarquer la curieuse coïncidence qu'il n'existe pas sur la rive gauche de dépôt de la terrasse de 30 m., qu'en outre des dépôts anciens (Riss, sablons interglaciaires, base de l'alluvion ancienne) sont visibles ici alors qu'ils restent en profondeur sur la rive droite.

4. *Retrait du glacier de l'Arve*. A partir du stade de Veyrier, le glacier de l'Arve se retire sur l'emplacement de la vallée actuelle, il abandonne une série de graviers aux altitudes suivantes: Grand-Lancy-Pesay (401 m.), Grange-Collomb (413 m.), Sierne-Petit-Veyrier (420 m.); les graviers morainiques du cimetière de Carouge (398 m.) appartiennent probablement encore à ce stade. Ces dépôts forment une terrasse située à 22 m. au-dessus du cours d'eau actuel, mais non encaissée dans la vallée actuelle. Le dernier lambeau graveleux, celui du Petit-Veyrier correspond à ceux de Gaillard formant la terrasse dite de Gaillard (430 m.). La grosse masse de ces graviers doit correspondre à un dépôt sous-glaciaire plutôt que fluvial. Enfin une première crête morainique frontale se présente sur la rive droite de l'Arve entre Etrembières et Annemasse (430 m.). Il y aurait ainsi un *stade d'Annemasse*, équivalant au *stade de Corsier*.

Faunes du retrait glaciaire. Ce sont les premières faunes qui réapparaissent dans les territoires libres de glace. Elles comprennent des espèces actuellement disparues et dont les exigences ne sauraient s'accommoder du climat actuel, ni du climat de la période immédiatement antérieure (Holocène). Leur gisement est désigné sur la fig. 3 par un chiffre correspondant à la liste suivante:

1. Loess de Thoiry à *Pupilla alpicola* (CHARP), *Vertigo parcedentata* (AL. BR.), *Columella columella* (v. MART), *Succinea oblonga* DRAP.
2. Terrier près de St-Genis à *Arctomys marmotta* L.
3. Limon argileux des Rannaux sur Commugny contenant une faune semblable à celle du loess de Thoiry.
4. à 6. Limons à *Pisidium vincentianum* WOODW. et *Pisidium lapponicum* CLESS.
4. Marais de Troinex.
5. La Pallanterie.
6. Cimetière de Meinier (3).

Les faunes 1 à 6 peuvent être contemporaines du stade de Corsier ou lui être antérieures.

7. Faune lacustre de la terrasse de 10 m. Il s'agit de la première faune lacustre dûment constatée. Comme dans les cas précédents je n'indique que les gisements que j'ai personnellement examinés, on voudra bien se reporter au travail de J. FAVRE (2) pour les autres.

8. Faune fluviatile de la terrasse de 10 m. de la London et de la Versoix. Les laisses de cette terrasse contiennent encore *Goniodiscus ruderatus* (STUD.).

Âges des stades de retrait. Le stade de Veyrier présente une particularité unique dans l'histoire de la glaciation alpine. La masse calcaire écroulée des parois du Salève sur les graviers du retrait a formé des abris sous roche; ces abris ont été occupé par la population préhistorique qui a immédiatement suivi le retrait, il s'agit des Magdaléniens de Veyrier. Le stade de Veyrier ne saurait donc être postérieur au Paléolithique final. D'autre part les stations situées plus à l'aval, entre Lyon et Genève, appartiennent déjà au Magdalénien, celles des Douattes et des Hoteaux par exemple présentent une industrie identique à celle de Veyrier. Un autre point de comparaison est l'âge des terrasses lacustres et fluviatiles de 10 m. qui contiennent des éléments anciens; d'après J. FAVRE elles seraient encore paléolithiques. On peut donc concevoir que tout le retrait glaciaire dans la plaine genevoise s'est effectué, à la fin du Paléolithique, au cours du Magdalénien. Ce n'est que beaucoup plus loin, dans le Département de l'Ain, que l'on peut trouver des phases plus anciennes; par exemple, la station aurignacienne de la Colombière pourrait correspondre au tout début du retrait.

Conclusions.

On peut reconnaître dans la région proche de Genève au moins trois stationnements glaciaires au cours du retrait würmien; ce sont ceux de Grilly-St-Genis, de Veyrier, de Corsier. A ce dernier stade correspond le stationnement du glacier de l'Arve sur l'emplacement d'Annemasse. L'intérêt du stade de Veyrier est triple; il est situé à mi-distance entre le front glaciaire du maximum aux environs de Lyon et la position actuelle du glacier du Rhône; il correspond à la dernière période où les deux glaciers du Rhône et de l'Arve étaient encore confluents; enfin il peut être daté par la chronologie préhistorique comme appartenant à la fin du Magdalénien.

Le stade de Corsier montre qu'en se séparant du glacier de l'Arve, le glacier du Rhône se fixe sur l'emplacement du Petit-Lac. A ce moment le glacier de l'Arve occupe l'emplacement d'Annemasse. La terrasse lacustre de 10 m. du Léman présente la première faune lacustre. Cette terrasse correspond à un retrait du glacier du Rhône au delà de Villeneuve.

Il n'est pas exclu que des mouvements du sol aient eu lieu postérieurement au stade de Veyrier et postérieurement au stade de Corsier.

Les tracés que nous donnons de ces stades ne sauraient constituer qu'une première approximation, mais il importait de mettre en relation les stationnements avec la constitution si curieuse des graviers morainiques.

Pour terminer, on peut affirmer que les stades des environs de Genève ne sont pas des glaciations distinctes, c'est-à-dire de fortes récurrences. Nulle part les faunes anciennes n'y sont recouvertes par un brusque retour de moraine de fond.

Bibliographie sommaire.

1. CAROZZI ALBERT: Les plissements des graviers morainiques du retrait würmien. Comptes rendus séances Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève. Vol. 62. No. 3. Genève 1945.
2. FAVRE JULES: Les mollusques post-glaciaires et actuels du Bassin de Genève. Mémoires Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève. Vol. 40. Fasc. 3. Genève 1927.
3. FAVRE JULES et JAYET ADRIEN: Deux gisements post-glaciaires anciens à *Pisidium vincetianum* et *Pisidium lapponicum* aux environs de Genève. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 31. No 2. Bâle 1938.
4. JAYET ADRIEN: A propos de l'âge du maximum glaciaire quaternaire. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 38. No 2. Bâle 1946.
5. PARÉJAS EDOUARD: Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève. *Revue de la Faculté des Sciences de l'Université d'Istanbul. Nouvelle série. Tome III. Fasc. 2. Istanbul 1938.*
6. PARÉJAS EDOUARD: Atlas géologique de la Suisse. Feuille 12 et notice explicative. Berne 1938.

5. — L. MORNOD (Romont): **Sur les dépôts glaciaires de la Vallée de la Sarine en Basse Gruyère.** *Erscheint in Eclogae geol. Vol. 40 (1947).*

6. — H. JAECKLI (Zürich) und A. VON MOOS (Zürich): **Geologische Ergebnisse der Sonderbohrungen für den Grossflughafen Kloten bei Zürich.** Kein Manuskript eingegangen.

7. — ARMIN VON MOOS (Zürich): **Die Kohlebohrungen von Sihlbrugg (Kt. Zürich) und die Molassestrukturen um Zürich.** Mit 4 Textfiguren.

1. **Einleitung.** Am linken Zürichseeufer findet sich in der mittelländischen oberen Süsswassermolasse (Tortonien) ein Kohlenflöz eingelagert, das seit 1548 bekannt ist und, mit Unterbrüchen, seit über 200 Jahren abgebaut wird. Bei diesem Abbau stellte man fest, dass das Flöz auf einem W-E streichenden Gewölbe liegt. Während man über die Ausdehnung des Flözes beidseitig der Gewölbeachse, d. h. in N-S-Richtung, längs dem Zürichseeufer seit langem relativ gut orientiert ist, lagen über die Ausdehnung und die Lage des Flözes in Richtung der Gewölbeachse bis heute nur unbestimmte Angaben vor. Gegen E verhindert der rund 2 km breite und 143 m tiefe Zürichsee, die direkte Beobachtung. Am gegenüberliegenden rechten Zürichseeufer aber fehlen bis heute sichere Anhaltspunkte für die Anwesenheit des Flözes oder entsprechender, im Hangenden desselben auftretender Nebengesteine.

Was nun die Ausdehnung des Flözes gegen W anbetrifft, so nehmen ESCHER und HEER (Lit. 3) 1862 an, dass die im Sihltal im Steinkratten gegenüber der heutigen Station Sihlbrugg (1860 Fuss) ausstreichenden Kohleschiefer zum Käpfbacherflöz gehören (siehe auch Profil in Lit. 3). Auch LETSCH (Lit. 10, S. 27) vermutet, dass die im Obersihlwald im Sihlbett auf Kote 509 bei Niederwasserstand blossliegenden Kohleschiefer die Fortsetzung des Flözes darstellen, wobei die nach Konstruktion von Käpfnach her um 28 m zu hohe Lage ihn vermuten lässt,

dass eine Zunahme des Nordfallens des Gewölbeschenkels von 4% auf 5,4 bis 5,5% bestehe. — Das Ausstreichen eines Flözes in der Sihl wird auch von AEPPLI (Lit. 1) in seiner geologischen Karte unterhalb Steinkratten, südlich Sparrenhau, eingezeichnet, wobei allerdings aus seiner Darstellung auf ein, wie man heute weiss, sicher nicht vorhandenes südliches Einfallen geschlossen werden muss. Endlich übernimmt auch J. WEBER (Lit. 17) in einem Querprofil vom Zürichsee zum Albis die Anschauungen der erwähnten Autoren.

Eingehendere Untersuchungen des Verfassers, die im Zusammenhang mit der erneuten Kohleausbeutung bei Horgen-Käpfnach 1941—1946 standen, ergaben, dass die von den verschiedenen Autoren erwähnten Spuren eines Flözes im Sihltal heute zufolge der Verbauung nicht mehr sichtbar sind. Nun tritt aber auf der Zürichseeseite, 64 m über dem Flöz von Käpfnach-Gwandlen, vom Aabachtobel bis zur Horgener Allmend eine markante Süsswasserkalkbank (siehe auch HEIM, Lit. 7, S. 406) auf, und ein ähnlicher Kalkhorizont kann auch im Sihltal in der Umgebung der beiden Tunnelportale, in geringer Höhe über dem Sihlbett, festgestellt werden. Es war deshalb naheliegend, die Arbeitshypothese aufzustellen, dass die Fortsetzung des Käpfnacherflözes im Sihltal nicht oberflächlich ausstreicht, sondern, in ähnlichem Abstand wie am Zürichseeufer, unter dem Süsswasserkalk, d. h. 40—50 m unter dem Sihlbett, gegen W unter den Albis sich fortsetzt. Auf Grund dieser Überlegung des Verfassers entschloss sich die Braunkohlengenossenschaft Horgen, auf Initiative ihres Präsidenten, Ing. M. Zschokke, Zürich, bei der Station Sihlbrugg drei Bohrungen abzuteufen. Diese wurden von der Finanzdirektion des Kantons Zürich, vom Büro für Bergbau und von der Braunkohlengenossenschaft Horgen finanziert.

2. Die Bohrungen. Die Ansatzstellen der Bohrungen, die sich in der Nähe der SBB-Station Sihlbrugg (Kt. Zürich) befinden, gehen aus Fig. 1 hervor und waren in ihrer gegenseitigen Anordnung durch die relativ enge Waldschlucht des Sihltales, ferner die bekannte und gegen E extrapolierte Ausdehnung und Lage des Käpfnacher Abbaues bedingt. Die Bohrungen erfolgten mit einer Kern-Bohrmaschine mit Hartmetallkrone, Kerndurchmesser 85 mm, durch die AG. für Grundwasserbauten in Bern. Bis zum Flöz wurde nass, im Flöz selbst trocken gebohrt. Die Kernaubeute war eine gute. Nähere Angaben über die Daten der Bohrungen gehen aus Tab. 1 hervor.

Tabelle 1. Daten der Kohlebohrungen bei der Station Sihlbrugg.

Bohrung Nr.	1	2	3
Lokalität	gegenüber Station Sihlbrugg rechtes Ufer	vor Horgenberg- tunnel rechtes Ufer	vor Albistunnel linkes Ufer
Koordinaten	686020/232185	686300/233280	686110/233280
O.K. Terrain	508,46	505,53	512,76
U.K. Bohrung	454,46	447,88	448,76
Bohrlochtiefe in m	54,00	57,65	64,00
O.K. Kohle resp. K. Schiefer	462,95	452,91	448,76
O.K. Kohle ab O.K.T. in m	45,51	53,34	58,80
Kohle I. Qual. in cm	10	9	—
Kohle II. Qual. in cm	7	22	17

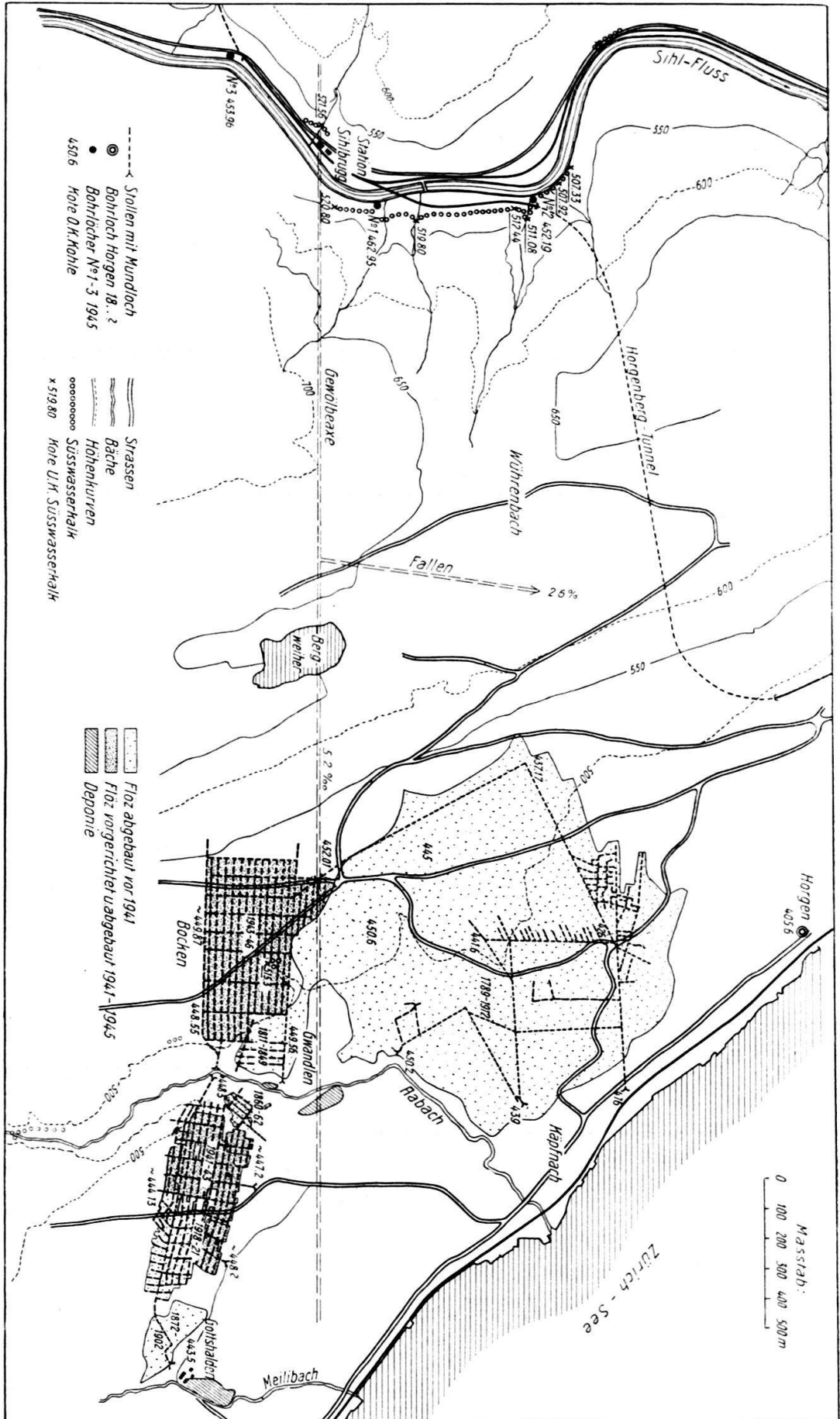


Fig. 1. Situation Molassekohleflöz Horgen (Käpfnach-Sihlbrugg).

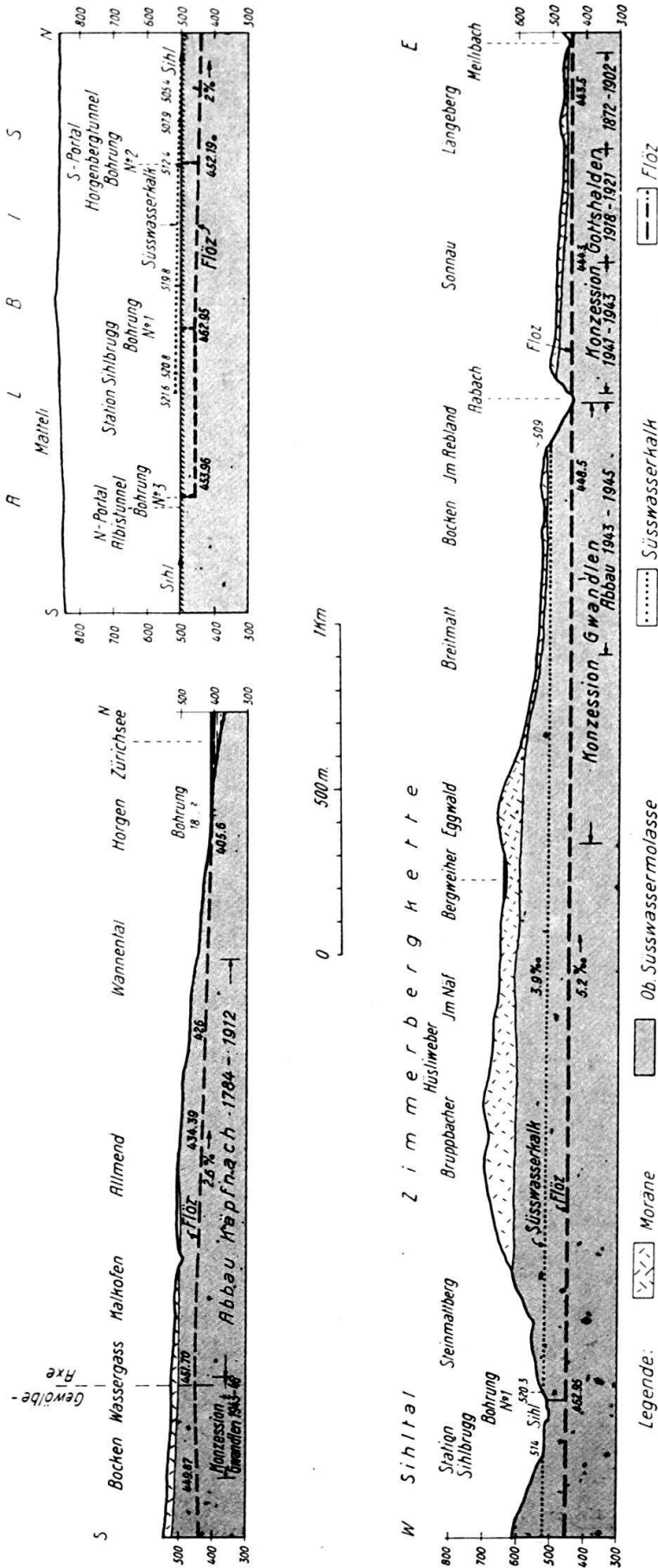


Fig. 2. Drei geologische Profile im Gebiet des Flözes von Horgen (Küpfnach-Sihlbrugg).

3. Petrographie und Lithologie. Die drei Bohrungen haben einen beschränkten Ausschnitt der oberen Süsswassermolasse (Tortonien) blossgelegt, deren Basis ca. 200 m tiefer liegt und einige 10 m über den marinen Plattensandsteinen von Bäch am Zürichsee einsetzt (obere Meeresmolasse, Burdigalien). Über den Anteil der verschiedenen Gesteinsarten in Bohrung Nr. 2 gibt Tab. 2 einige Anhaltspunkte, wobei auch ein ca. 60 m mächtiges Profil im Aabachtobel, ebenfalls über dem Flöz, zum Vergleich beigegeben ist.

Tabelle 2. Beteiligung der verschiedenen Gesteinsarten in %.

	Bohrung Nr. 2	Profil Aabachtobel
Kalksandsteine	40,0	} 54,9
Mergelige Sandsteine	9,6	
sandige Mergel	23,0	} 38,2
dichte Mergel-Tonmergel	21,7	
bituminöse Mergel und Kohleschiefer	5,7	3,8
Süsswasserkalk	—	3,1

In Bohrung Nr. 2, die etwas eingehender untersucht wurde (siehe Fig. 3), dominieren somit Sandsteine, gefolgt von sandigen und dichten Mergeln, wohingegen mergelige Sandsteine und bituminöse Mergel nur untergeordnet beteiligt sind. Nagelfluh wurde in den Bohrungen nicht erschlossen, tritt aber nach ZINGG (Lit. 19) im Hangenden, ca. 130 m über dem Flöz, auf. Auch Süsswasserkalk fehlt in Bohrung Nr. 2, lässt sich aber, wie oben erwähnt wurde, ca. 57 m über dem Flöz feststellen. Das Profil im Aabachtobel zeigt ähnliche Verhältnisse. Der geringe Anteil von Nagelfluh gibt deutlich zu erkennen, dass die Bohrungen sich in der ruhigen Sedimentationszone in der Bucht zwischen dem Hörnli-nagelfluhfächer im NE, von dem nur noch einzelne Bänke bis in den Albis reichen, und dem fernerem Napffächer im WSW befinden.

Die untersuchten Bohrkerne sind im Mittel karbonatreich (44,6%) (der Karbonatgehalt wurde mit dem sog. Passonapparat bestimmt), wobei Calcit (27,0%) etwas stärker vertreten ist als Dolomit (17,6%). Dieser Dolomitreichtum ist ein Charakteristikum der ostschweizerischen oberen Süsswassermolasse und fehlt den stratigraphisch tiefer liegenden Molasseablagerungen (Helvétien, Burdigalien, Aquitanien) unseres Gebietes weitgehend. Er steht im Zusammenhang mit den an Dolomit reichen ostalpinen Decken, deren Detritus während dieser Zeit zur Ablagerung gelangte. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangte auch GEIGER (Lit. 4, S. 56).

Die Sandsteine sind im Mittel eher karbonatreicher (49,3%) als die Mergel und sandigen Mergel; dabei tritt in den ersteren auch der Dolomit (25,2%) gegenüber dem Calcit (24,1%) mehr hervor. Im Sandanteil scheinen die Dolomitkörner stärker vertreten zu sein als im pelitischen Schlamm, in dem diese vermutlich durch selektive Auslösung etwas zurücktreten.

Unter den feinkörnigen Ablagerungen treten neben dolomitischen Mergeln auch relativ karbonarme Pelite auf. Einerseits handelt es sich dabei um bituminöse und kohlige Tonmergel, denen der Karbonatgehalt, vermutlich durch Einwirkung von Humussäure, oft ganz fehlt. Andererseits liegen darunter graue, grügelbe dichte Gesteine vor, in denen vor allem der Dolomitanteil zurücktritt. Über die

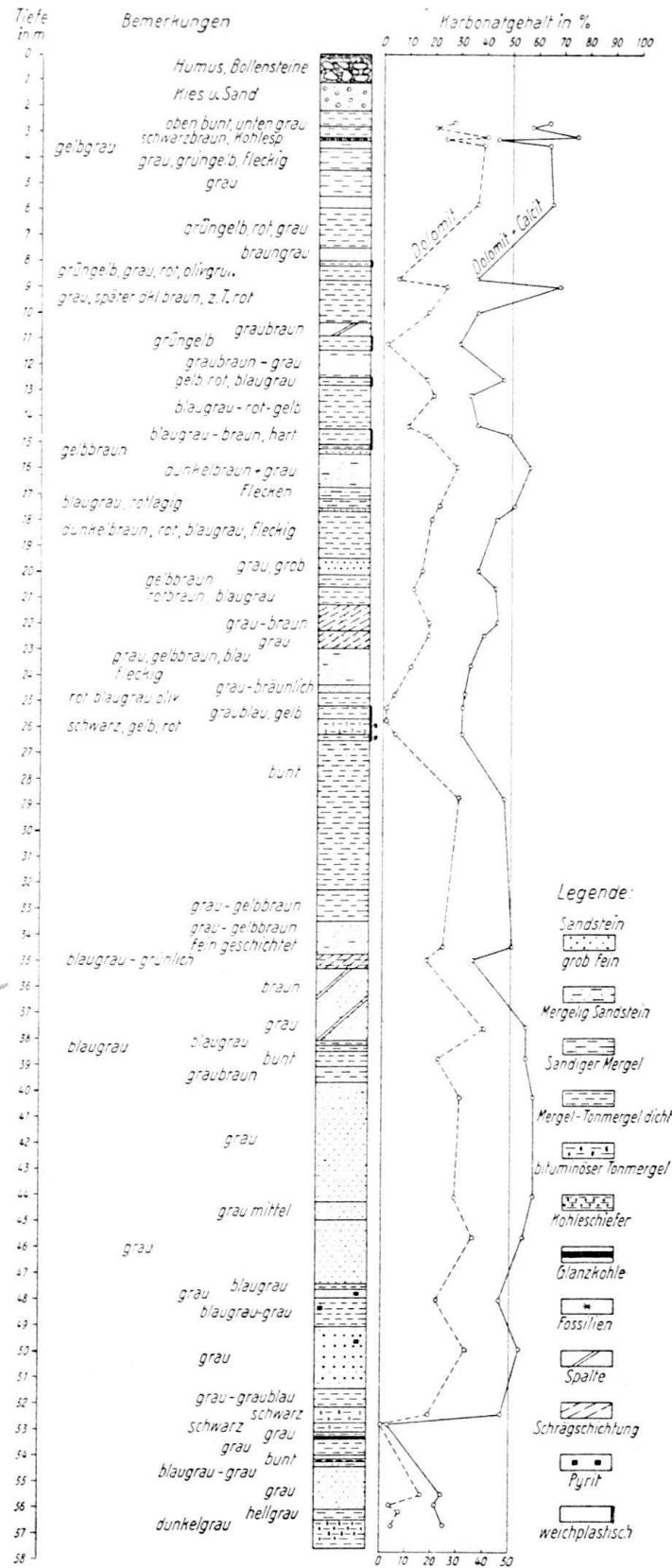


Fig. 3. Bohrprofil Bohrung Nr. 2 bei Sihlbrugg (Kt. Zürich).

Ursache dieser Dolomitverarmung liegen noch keine Anhaltspunkte vor. — Auffallend ist die Tatsache, dass sowohl die karbonatarmen bituminösen Tonmergel als auch diese graugrünen dolomitarmen Mergel plastisch bis weich sind, während die übrigen durchbohrten Gesteinsarten eine grössere Festigkeit aufweisen. Die plastischen Eigenschaften dieser Sedimentgesteine haben sich im unverrohrten Bohrloch durch Querschnittsverengerungen bemerkbar gemacht. Im Bergwerk Käpfnach-Gottshalden wurden diese plastischen bituminösen Mergel sogar in die offenen Stollen vorgepresst, wobei an der Grenze zum hangenden kompakten Mergel sich glänzende geriefte Rutschharnische bildeten. Der Wassergehalt dieser plastischen Mergel bis Tone (3—15%) liegt höher als derjenige der kompakten durchbohrten Gesteinsserien (0,5—3%). Daraus ist ersichtlich, dass am Aufbau dieser plastischen Gesteine die wasserbindenden Tonminerale eine wesentliche Rolle spielen.

In den oberen Abschnitten der Bohrungen treten neben grauen, häufig gelbliche und bräunliche und vor allem auffallende rote Farben auf. In den unteren Abschnitten und besonders in der Umgebung des Flözes herrschen dagegen graue bis graugrüne Färbungen vor; die letztere Erscheinung konnte auch in den übrigen zürcherischen Molassebergwerken und -schürfungen beobachtet werden. Die die Kohle und die hangenden graue Mergel begleitenden Pyritkonkretionen deuten auf Reduktionsvorgänge hin, die auch die Graufärbung dieser Nebengesteine bewirkt haben.

In Bohrung Nr. 2 lassen sich vier bituminöse bzw. kohlige Lagen feststellen. Das tiefste Vorkommen (Nr. 1) liegt unter dem Hauptflöz und erreicht eine Mächtigkeit von 1,1 m. Darüber folgen sandige Mergel und Sandsteine. Über dem Hauptflöz (Nr. 2) befindet sich vorerst die mergelige Deckschicht und daran schliesst sich eine mächtige Folge von Sandsteinen an, die gegen das Hangende in sandige Mergel übergehen. Aus diesen entwickelt sich eine weitere bituminöse Lage (Nr. 3). Über derselben folgt vorerst eine wechselvolle Sedimentationsserie, aus der teils Sandsteine, teils Mergel entstanden sind. Darüber folgt die letzte erbohrte bituminöse Lage (Nr. 4), die einzelne Kohlepartikel enthält.

Die Parallelisierung der verschiedenen Einzelschichten zwischen den drei Bohrungen untereinander ist schwierig und unsicher. Ausgehend vom Flöz, kann mit Sicherheit nur die dritte bituminöse Lage, die rund 25—27 m darüber liegt, durchgehend verfolgt werden. Die mächtige Folge von Sandsteinen zwischen den bituminösen Schichten Nr. 2 und 3 vermergelt gegen S; nur die auffallenden roten Mergel im Hangenden dieser Zwischenschicht lassen sich durchgehend verfolgen. Der Leithorizont, der bei den Bohrungen die Nähe des Flözes andeutete, wurde von den grauen dichten bis feingeschichteten Mergeln, die ebenfalls durchziehen, gebildet.

Aus diesen Beobachtungen geht somit hervor, dass namentlich der Süsswasserkalk und die bituminösen Lagen relativ horizontbeständig sind; wohingegen Sandsteine, mergelige Sandsteine und die meisten Mergel rasch auskeilen und wieder einsetzen. Die Konstanz gewisser bituminöser und kohligter Lagen sowie von Süsswasserkalken ist seit langem bekannt, neuerdings wieder von KOPP (Lit. 9) und BERSIER (Lit. 2) betont worden.

Auffallend sind zahlreiche Unregelmässigkeiten in der Sedimentation in den grauen feingeschichteten Mergeln oberhalb dem Flöz. Es treten Abgleitungen, Deltaschichtungen, kleine Verfaltungen auf, die auf subaquatische Rutschungen hinweisen. Dass solche subaquatische Rutschungen, z. B. durch Ufereinbruch, auch in sehr flachen Becken stattfinden können, beweist z. B. die Rutschung von Gerzensee, Kanton Bern (VON MOOS und RUTSCH (Lit. 11)).

In verschiedenen Sandsteinbänken sind offene Klüfte durchfahren worden, in denen das Spülwasser der Rotationsbohrung sich verlor. Solche Kluftsysteme sind für das ganze Molassegebiet am Zürichsee typisch und finden sich auch als regelmässige Absonderung in der Kohle. Sie gehen auf tektonische Beanspruchung zurück und lassen sich in bestimmte Systeme einordnen.

4. **Kohlenlagerstätte von Käpfnach.** Ausser dem Kohlehorizont Nr. 2 wurde in den drei Bohrungen keine weitere Kohlelage festgestellt. Deshalb können wir mit Sicherheit annehmen, dass die in den drei Sondierungen festgestellten Flözausschnitte alle ein und demselben Horizont angehören, was zudem noch durch die Ähnlichkeit der Nebengesteine und den Abstand vom Süsswasserkalk gesichert ist. Die Annahme, dass das festgestellte Flöz unterhalb der Station Sihlbrugg dasjenige von Käpfnach sei, wird durch folgende Überlegungen gestützt. Extrapoliert man Streichen und Fallen aus den verschiedenen Messungen in den Abbaugebieten auf der Zürichseeseite in das Sihltal, so kommt man, unter Berücksichtigung eines Axialanstieges, auf die in den drei Bohrungen festgestellten Koten. Was nun die eingangs erwähnten Kohlenspuren in der Sihl bei Sihlbrugg anbetrifft, so gehören diese Horizonte an, die über dem eigentlichen Flöz liegen.

Mit den drei Kohlebohrungen von Sihlbrugg hat man somit neue und gesicherte Anhaltspunkte über die Ausdehnung des Flözes von Käpfnach gegen W erhalten. Man weiss heute, dass es sicher noch unter dem Sihltal bei Sihlbrugg auftritt. Über die Mächtigkeitsverhältnisse und damit die Abbaumöglichkeit in den verschiedenen Gebieten gibt Tab. 3 gewisse Grundlagen.

Tabelle 3. Mächtigkeit der abbauwürdigen Kohle.

Gebiet	Anzahl Messungen	Mittl. Mächtigkeit der Kohle in cm	Max. Mächtigkeit der Kohle in cm
Staatsgruben Käpfnach nach LETSCH	25	21,6	42
Gottshalden	65	20,1	48
Gwandlen	319	19,2	36
Sihlbrugg	3	6,3	10

Diese Tabelle ist zunächst insofern etwas irreführend, als LETSCH (Lit. 10) bei seinen spärlichen Messungen die randlichen und damit eher ungünstigeren Gebiete bevorzugt, wodurch der Mittelwert gedrückt wird. In Tat und Wahrheit wurden in den Käpfbacher Gruben die stärksten Flözpartien abgebaut, deren Durchschnittmächtigkeit wohl höher liegt, als die Mittelwerte von LETSCH vermuten lassen. In Gottshalden und namentlich Gwandlen bei Horgen wurden die Messungen systematisch durchgeführt.

Die Zusammenstellung ergibt dagegen mit grosser Deutlichkeit, dass auf der Zürichseeseite die Mächtigkeit wesentlich grösser ist als im Sihltal. Im Detail zeigt sich, dass in den Bohrungen die Mächtigkeit der Kohle von N gegen S abnimmt und zwar so, dass in Bohrung Nr. 3 die Kohle I. Qualität oder Glanzkohle überhaupt fehlt und nur mehr die schwarzen Kohleschiefer, die neben der Glanzkohle auch in den Bohrungen Nr. 1 und 2 auftreten, vorhanden sind. Wir befinden uns somit in Sihlbrugg ausgesprochen im Randgebiet des Flözes. Wenn man als untere Grenze des wirtschaftlich tragbaren Abbaues in der Zeit von 1941—1945 in Gottshalden—Gwandlen eine Kohlemächtigkeit von im Mittel 15 cm annimmt, so geht daraus deutlich hervor, dass sich unter denselben Bedingungen ein Abbau

im Sihltal nicht gelohnt hätte. Eine gewisse Wahrscheinlichkeit besteht indessen dafür, dass östlich der Bohrungen die Mächtigkeit zunimmt.

5. **Tektonische Verhältnisse.** Die Koten, bei denen in den 3 Bohrungen das Flöz festgestellt wurde (siehe Tab. 1) ergeben, dass das Flöz bei Bohrung Nr. 1 am

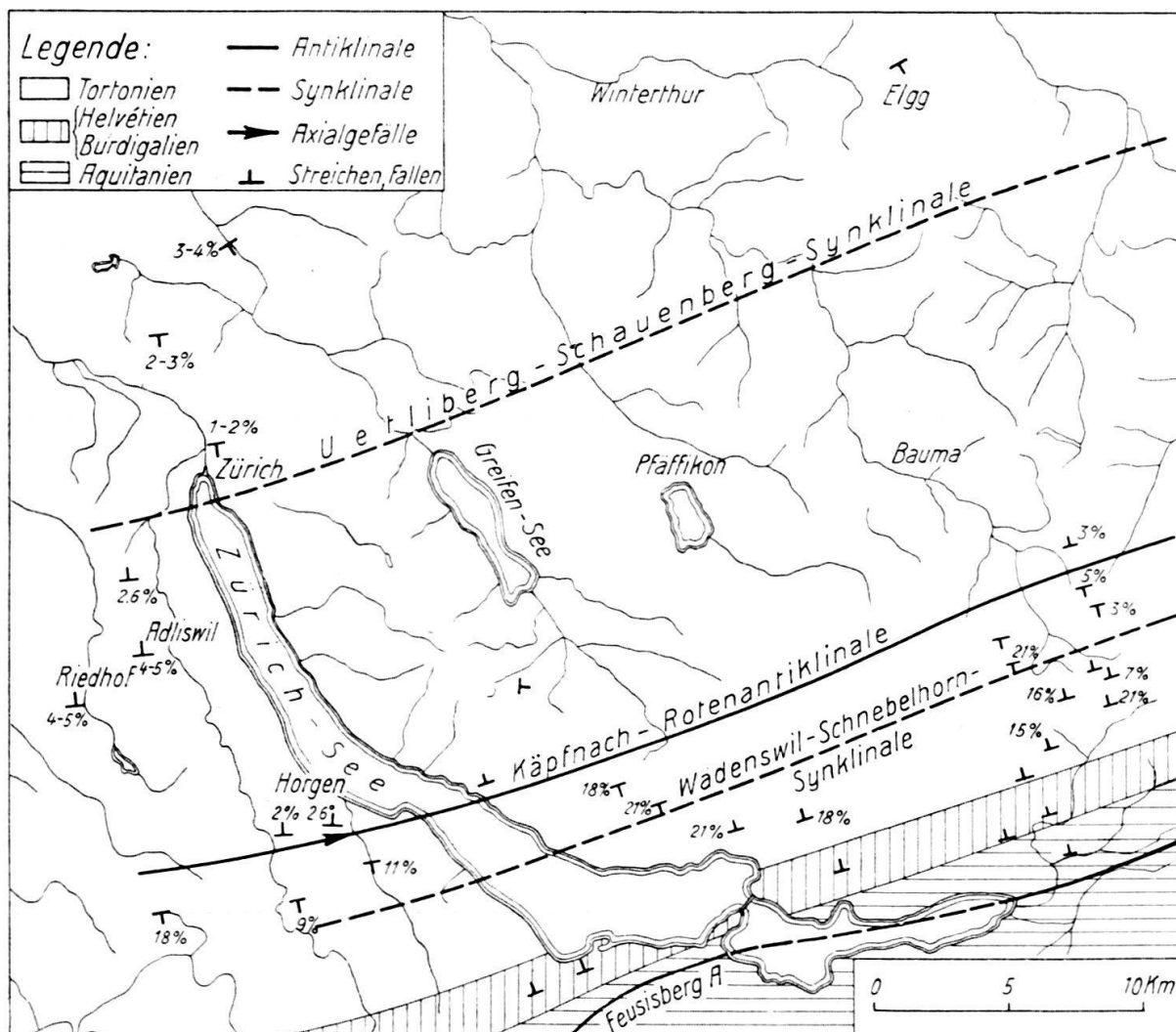


Fig. 4. Molassestrukturen um Zürich.

höchsten Punkt, in den Bohrungen Nr. 2 und 3 dagegen tiefer liegt. Das Gefälle beträgt beidseitig von Nr. 1 ca. 2%. Die Bohrungen haben damit bestätigt, was bereits von den Oberflächenaufschlüssen her bekannt war, nämlich, dass hier ein Gewölbe vorliegt. Dieses Gewölbe, das von HEIM (Lit. 7) sowie H. H. RENZ (Lit. 12) als Randflexur bezeichnet wurde, wohingegen HERBORDT (Lit. 6) und ZINGG (Lit. 19) von einem Gewölbe sprechen, ist heute auf eine Länge von ca. 40 km bekannt. Wir nennen das Gewölbe die Käpfnach-Roten-Antiklinale. Sie setzt nach TANNER (Lit. 15) westlich Wattwil im Thurtal ein; ihre Achse erstreckt sich über Roten, nördlich Schnebelhorn-Bachtel, tritt in das von ZINGG (Lit. 19) untersuchte Gebiet von Hombrechtikon-Stäfa ein, quert den Zürichsee, die Halbinsel Au, streicht bei der Station Sihlbrugg durch und ist sicher noch am Westhang des Albis feststellbar (siehe Fig. 5). Die neueren Unter-

suchungen von KOPP (Lit. 9) geben dagegen keine Anhaltspunkte über seine Fortsetzung westlich der Reuss. — Unsere Untersuchungen zwischen Sihlbrugg und dem linken Zürichseeufer haben nun gezeigt, dass diese Antiklinale ein schwaches Axialgefälle gegen E besitzt ($5,20/100$). Aus den Angaben von ZINGG (Lit. 19) kann man entnehmen, dass dieses Axialgefälle sich gegen E fortsetzt. Inwieweit dabei für dieses Axialgefälle gegen E der relativ starre Klotz des Hörnlinagelfluhfächers eine Rolle spielt, kann ohne sorgfältige und zahlreiche Messungen im östlichen Gebiet vorderhand nicht ausgesagt werden. — Ausserdem haben die Bohrungen mit grosser Sicherheit ergeben, dass hier zwischen dem Ufer des Zürichsees und dem Sihltal keine Brüche vorhanden sind, wie das SUTER (Lit. 14, Profile) vermutet hat. Ob im Zürichseebecken selbst Brüche sind, kann trotz den neueren seismologischen Untersuchungen und Vermutungen von WANNER (Lit. 16) vorderhand nicht bewiesen werden.

Der Südschenkel der Käpfnach–Roten-Antiklinale fällt mit bis 8° gegen S ein. Ihr schliesst sich in einer Entfernung von rund 2 km die Wädenswil–Schnebelhorn-Synklinale an, deren Achse ebenfalls vom Sihltal bis gegen das obere Thurtal verfolgt werden kann. SE davon steigen die Molasseschichten alpenwärts zur Feusisbergantiklinale an (HABICHT, Lit. 5), damit die eigentliche subalpine Molasse beginnend.

Über die Tektonik nördlich der Käpfnach–Roten-Antiklinale lagen bis heute nur wenige Beobachtungen vor. HEIM (Lit. 7), WETTSTEIN (Lit. 18) u. a. nahmen an, dass diese mittelländische Molasse bis zu den subjurassischen Falten sanft gegen NW einfalle. RENZ (Lit. 12) spricht von der horizontalen Molasse. Eingehendere Messungen in den neu geschaffenen Aufschlüssen der Molassekohlen gruben und -schürfungen, ferner in grösseren Baugruben in Zürich zeigen nun deutlich, dass ein Einfallen der Molasseschichten gegen N bis in das untere Zürichseebecken festgestellt werden kann, dass dann aber die Schichten wieder gegen N, d. h. die subjurassische Molasse, ansteigen. Die Achse dieser Einmuldung, die wir Uetliberg–Schauenberg-Synklinale nennen, erstreckt sich vom Uetliberg vermutlich bis in das Schauenberggebiet. Ihr Nordschenkel steigt im östlichen Kanton Zürich zum Tafeljura an und enthält im Kohlfirstgebiet die ersten Brüche, im nordwestlichen Kanton Zürich steigt er zu den die Lägernaufwölbung begleitenden Falten im unteren Limmattal und im Glattal an.

Damit zeigt sich deutlich, dass im Zürichsee–Limmattal von einer horizontalen mittelländischen Molasse nicht mehr gesprochen werden kann, sondern dass ähnliche, wenn auch schwächere Strukturen, wie sie etwa im Aaretal von RUTSCH (Lit 13) beschrieben wurden, vorhanden sind. Die Faltung hat somit auch hier, wenn auch sehr schwach, die ganze Breite des Molassetroges ergriffen.

Literatur.

1. AEPPLI A.: Erosionsterrassen und Glazialschotter. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N.F. 4. Liefg. 1894.
2. BERSIER A.: Sédimentation molassique: Variations latérales et horizons contenus à l'Oligocène. *Eclogae geol. helv.* vol. 38, 1945.
3. ESCHER und MOUSSON: Übersicht der Geologie des Kantons Zürich. *Naturforsch. Ges. Zürich*, 64. Neujahrsblatt 1862.
4. GEIGER E.: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000 Pfyn–Märstetten–Frauenfeld–Märstetten–Bussnang Atlasblatt Nr. 16 mit Erläuterungen 1943.
5. HABICHT K.: Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem st. gallischen Rheintal. *Eclogae geol. helv.* Vol. 38 1945.

6. HERBORDT O.: Geologische Aufnahme der Umgebung von Rapperswil-Pfäffikon am Zürichsee. Diss. Universität Zürich, 1907.
7. HEIM ALB.: Geologie der Schweiz. Bd. I, 1919.
9. KOPP J.: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000 Beromünster-Hochdorf-Sempach-Eschenbach. Atlasblatt Nr. 18 mit Erläuterungen 1945.
10. LETSCH E.: Die schweizerischen Molassekohlen östlich der Reuss. Beitr. z. Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie I, 1899.
11. VON MOOS A. und RUTSCH R.: Über einen durch Gefügestörung verursachten Seeufer-einbruch (Gerzensee, Kt. Bern). Eclogae geol. helv. Vol. 37, 1944.
12. RENZ H. H.: Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. Eclogae geol. helv. Vol. 30, 1937.
13. RUTSCH R.: Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N. F. 66. 1933.
14. SUTER H.: Geologie von Zürich, einschliesslich seines Exkursionsgebietes, mit geol. Karte 1:150000, 1939.
15. TANNER H.: Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli. Mitt. Thurg. Natf. Ges. Heft 33, 1944.
16. WANNER E.: Die Erdbebenherde in der Umgebung von Zürich. Eclogae geol. helv. Vol. 38, 1945.
17. WEBER J.: Geologische Wanderungen durch die Schweiz. Clubführer des Schweiz. Alpen-Club. I. Mittelland und Jura, S. 53, 1911.
18. WETTSTEIN AL.: Geologie von Zürich mit geol. Karte 1:40000. 1885.
19. ZINGG TH.: Geologischer Atlas 1:25000 Mönchaltorf-Hinwil-Wädenswil-Rapperswil Geol. Atlasblatt Nr. 7 mit Erläuterungen 1934.

8. — R. BRUNSCHWEILER (Zürich): **Zur Nomenklatur der Glarner Decken.** (Kein Manuskript eingegangen.)

9. — R. BRUNSCHEWELER (Zürich): **Über die Tektonik der Linthal-Westseite und ihre Beziehung zum Gebirgsbau östlich der Linth.** (Kein Manuskript eingegangen.)

10. — H. GÜNZLER-SEIFFERT (Bern): **Die tektonischen Beziehungen zwischen dem Berner Oberland und dem Querprofil von Engelberg.** Erscheint später.

11. — HANS GÜNZLER-SEIFFERT (Bern). — **Ein jungkimmerischer Querbruch in der östlichen Faulhorngruppe.**

In der östlichen Faulhorn-Gruppe sammelt der Giessbach die hauptsächlichsten Gewässer, welche nach N zum Brienersee abfliessen. Im Mittellauf, zwischen 1500 m und 1350 m durchströmt der Bach auf etwa 1½ km eine Art Klus, die sich zwischen der Mündung des Harzersbodenbaches im S und dem Botten im N wölbt. Die westlichen, linksseitigen Wände erheben sich in der Falkenfluh nur 120 m über den Talweg, die rechtsseitigen in zwei bruchbedingten Stufen aber

300 m darüber, bis zur Alp Kühmad. Die verschiedene Höhe links und rechts, mit dem Unterschied von rund 180 m, ist jedoch nicht nur ein Erfolg der Erosion, sondern beruht auch auf der Verschiedenheit im tektonischen Bau.

Diese Feststellung lässt sich durch folgende stratigraphische Studien beweisen:

Im E, bei Kühmad, besteht diese Stufe zuunterst aus 50 m glattbrechenden, hellbraunen Kalken; darüber folgen 30 m wechsellagernde, dickbankige, ebenfalls helle Kalke und verschieden dicke, helle, gelb verwitternde Mergel. Darin findet man eine reiche Ammonitenfauna, hauptsächlich aus Berriasellen bestehend (Fossilliste in Lit. 2, S. 81—82). Über dem Kalk-Mergel-Wechsel liegen 6—8 m Echinodermenbreccie in linsigen Relikten von 20—30 m Länge, die einzeln nach NE bis hinüber ins Brüniggebiet auftreten (Lit. 1).

Darüber folgen nochmals 3 m wechsellagernde Kalke und Mergel. Diese sind, im Gegensatz zur tieferen, gleich gearteten Serie, nicht dickbankig ausgebildet, ausserdem etwas bituminös und daher immer kenntlich. In ihnen fand sich *Acanthodiscus euthymi* PICR. am Hinterburgsee. Der Ammonit ist leitend für Unter-Valanginien, die darüber folgenden 200 m mächtigen, sauberen Mergel gehören demnach gleichfalls dem Valanginien an.

Man hat auf Kühmad und in der östlichen Faulhorn-Gruppe in reduzierter Fazies die Zementsteinschichten vor sich, die nach NE hin an Mächtigkeit bedeutend zunehmen und bis in die E-Schweiz aushalten.

Auf der anderen Seite vom Giessbach sind die wechsellagernden Kalke und Mergel nicht mehr vorhanden. Statt ihrer hat man eine Wechsellagerung von hellen Kalken mit dickbankigen Kalkbreccien. Darüber folgen sofort die Mergel des Valanginien. Das, was eben als Zementsteinschichten bezeichnet wurde, also das Ober-Tithon und das unterste Valanginien, fehlt oder ist durch Breccien mit kalkigen Komponenten ersetzt.

Bisher wurde geglaubt, dass die Breccien gleichaltrig mit den sog. Zementsteinschichten sind, weil sie *Calpionella alpina* LORENZ enthalten (Lit. 3); rätselhaft blieb, warum sowohl dies Mikrofossil als auch *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD in den Geröllen aus Echinodermenbreccie vorkommen, welche zu den Komponenten der Breccie gehören. War es doch undenkbar, dass von E her aus der Echinodermenbreccie der Zementsteinschichten festes Gestein als Geröll in eine gleichaltrige Breccie geliefert werden könnte. Die Breccie muss jünger sein als das, was E vom Giessbach ansteht. Diese Vermutung wird neuerdings von C. RENZ und M. REICHEL wahrscheinlich gemacht (Lit. 5, S. 293), da sie die beiden obengenannten Mikrofossilien aus dem Valanginien melden, also nicht aus dem Ober-Tithon, welchem die Zementsteinschichten der östlichen Faulhorn-Gruppe in der Hauptsache entsprechen.

Aus diesen Tatsachen lässt sich ableiten, dass an der Grenze Malm/Kreide, W vom Giessbach, eine Abtragung des Ober-Tithons stattfand, vielleicht auch des untersten Valanginien, und dass die dort auftretenden Breccien der Überrest der Abtragung sind. E vom Giessbach tritt diese Breccienfazies nicht auf. Man muss daher die Grenze zwischen beiden Fazies als eine Bruchregion auffassen, deren W-Flügel sich hob und für die Abtragung günstig war, während der E-Flügel seine Wechsellagerung von Kalk und Mergel behielt. Die ungestörte Transgression der Valanginien-Mergel über die Breccien, sowie ihre konkordante Auflagerung auf den *Acanthodiscus*-Horizont beweist, dass die Bewegung in der Unter-Kreide bereits abklang.

Der so beweisbare jungkimmerische Bruch reicht nicht weiter als bis zu einem gleich alten Längsbruch, der Sileren-Störung, welche bei 1350 m, also im

N der klusenartigen Weitung des Giessbachtals, den Talboden quert. Auch nach S lässt sich der Querbruch nicht weiter als bis zum Harzersbodenbach verfolgen.

Ganz wie seine altersgleichen Brüder, die Längsbrüche, beeinflusst auch der Giessbach-Querbruch die Tektonik massgeblich.

Rechts vom Bach wölbt sich nämlich der Normalschenkel einer schönen Jurafalte bis 1800 m und sinkt nach N wieder bis gegen 1500 m, ehe er dort zur Stirn ansetzt, unterbrochen allerdings hier durch die Sileren-Längsstörung, die als eine geringfügige S-Abstufung des S-Teils gegenüber dem N-Teil sich zu erkennen gibt (Lit. 2, Taf. 3, Profil 6).

Links vom Bach ist die Sileren-Störung bedeutend stärker ausgeprägt; die Sprunghöhe beträgt nicht nur wenige Meter, wie rechts, sondern kann auf 200 m geschätzt werden und macht den Eindruck einer Untervorschiebung. Dass es sich aber nicht um eine solche Tektonik handelt, beweist die Verfolgung der Längsstörung, die bis über die W-Grenze der Faulhorn-Gruppe hinausreicht und in die Sileren-Störung an der Typ-Lokalität mündet, wo sie als kimmerisch nachgewiesen wurde (Lit. 3). Dass aber links und rechts vom Giessbach eine auffallend verschiedene Tektonik herrscht, das bewirkt der alte Giessbach-Querbruch (Lit. 2, Taf. 3, Profil 7).

Literaturverzeichnis.

1. GERBER, M.: Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentralschweiz. — *Eclogae geol. helv.* 23, 1930.
2. GÜNZLER-SEIFFERT, H.: Der geologische Bau der östlichen Faulhorngruppe. — *Eclogae geol. helv.* 19, 1925.
3. GÜNZLER-SEIFFERT, H.: Persistente Brüche im Jura der Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes. — *Eclogae geol. helv.* 34, 1941.
4. LEUPOLD, W. und BILGER, H.: *Coscinococcus*, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkreide-Gesteinen der helvetischen Zone der Alpen. — *Eclogae geol. helv.* 28, 1935.
5. RENZ, C. und REICHEL, M.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums etc. — *Eclogae geol. helv.* 38, 1946.

12. — H. GRUNAU (Bern): **Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen in den Schweizer Alpen.**

Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen ist von zahlreichen europäischen und aussereuropäischen Vorkommen bekannt. Es sei nur erinnert an die Radiolarite und Ophiolithe des Apennins (Lit. 10), der Alpen und der Dinariden (Lit. 8), fernerhin an die gewaltigen Massen basischer Eruptiva und Radiolarien-hornsteine aus der Danau-Formation Zentral-Borneos (Lit. 9), aus Kalifornien (Lit. 5) und Australien (Lit. 1).

Schon seit geraumer Zeit befassten sich verschiedene Autoren mit der Frage, ob das Zusammenvorkommen von Radiolariten und Ophiolithen irgendwie deutbar sei. Es wurden in der Hauptsache zwei Theorien aufgestellt, die kurz angeführt seien. Die erste Theorie, deren Hauptvertreter G. STEINMANN (Lit. 11) ist, geht von der Voraussetzung aus, Radiolarite seien Tiefseesedimente. Grosse vertikale Verstellungen, die die Tiefseeböden als äusserst mobile Teile der Erdkruste erfassten, begünstigten den Aufstieg basischen Magmas. Eine zweite Theorie, die unter anderen von E. F. DAVIS (Lit. 5) verfochten wird, macht die

Auffassung geltend, Radiolarite seien nicht nur aus Kieselorganismen aufgebaut. Sie bringt daher eine zusätzliche, anorganische Kieselsäurezufuhr in Zusammenhang mit Ophiolithintrusionen.

Der Verfasser beschäftigte sich in den Jahren 1943 bis 1945 mit der Geologie der Aroser Schuppenzone bei Arosa und untersuchte zudem vergleichsweise eine Reihe Radiolaritvorkommen aus dem ganzen Bereiche der Schweizer Alpen. Dabei tauchte naturgemäss das Problem der Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen auf. Es stellte sich die Frage, ob ein direkter oder ein indirekter Zusammenhang zwischen Radiolarienhornsteinen und basischen Eruptiva besteht oder ob diese Vergesellschaftung rein zufällig ist. Zur Beantwortung dieser Frage wenden wir uns nun, im Westen der Schweizer Alpen beginnend, den tektonischen Einheiten zu, wo Radiolarite und Ophiolithe gemeinsam vorkommen.

In der Breccien-Decke der Préalpes stellte K. ARBENZ am Primärkontakt mit dem Ophiolithblock (Albit-Chlorit-Diabas) von Fang kieselige Schiefer fest, die reichlich Radiolarien enthalten. Nach mündlicher Mitteilung von K. ARBENZ handelt es sich hier sehr wahrscheinlich um eine anorganische Kieselsäurezufuhr im Gefolge der Ophiolithintrusion, die ein für Wachstum und Entwicklung der Radiolarien günstiges Milieu schuf.

In Primärkontakt mit dem bekannten Spilitblock vom Grischbachtal (Bloc des Fenils) stehen dunkelrote und graugrüne, zum Teil kieselige Schiefer, deren Entstehung ebenfalls mit geringfügigen anorganischen Kieselsäurezufuhren im Zusammenhang sein dürfte.

In der Simmen-Decke liegen rote und grüne Radiolarienhornsteine normal gelagert unter Aptychenkalk, dessen Alter durch *Calpionella alpina* LORENZ als Tithon-Neokom bestimmt ist. Diese Radiolarite sind somit dem Oberjura zuzurechnen. Kleine, wenig mächtige Radiolaritvorkommen erwähnt B. CAMPANA (Lit. 3) aus dem cenoman-turonen Symmenflysch. Der Verfasser konnte an der Jaunpasstrasse 100 m S Schüpfen ebenfalls geringmächtige Radiolarite, die im Simmenflysch konkordant eingelagert sind, beobachten. Die Ophiolithe vom Jaunpass, die einzigen Ophiolithe im Bereiche der Simmen-Decke, sind nachgewiesenermassen jünger als Cenoman und älter als Oligocän (Lit. 6) und stecken in tonigen und kalkigen Flyschschiefern. Es lässt sich somit in der Simmen-Decke gar keine Abhängigkeit zwischen Radiolariten und Ophiolithen (Albitbasalten und Tuffen) feststellen.

Schwierig zu überblicken sind die Verhältnisse in den Iberger Klippen der Zentralschweiz. Spilite und Radiolarite treten in allernächster Nähe auf, ohne dass jedoch Kontaktstellen freigelegt wären. Das Alter der Radiolarite wird als Dogger-Malm angenommen (Lit. 7), während sich das Alter der Spilitförderung hier nicht direkt ermitteln lässt. Wir sind daher auf einen Altersvergleich mit den höchstwahrscheinlich oberkretazischen Spiliten der Aroser Schuppenzone angewiesen, die den Iberger Spiliten in mancher Beziehung recht ähnlich sind. Mit grössten Vorbehalten können wir die Ansicht vertreten, dass es sich hier um oberkretazische oder sogar noch jüngere basische Eruptiva handelt. Bei solch unsicheren Altersbestimmungen lässt sich natürlich auch nichts über allfällige Beziehungen zwischen Ophiolithen und Radiolariten aussagen.

Ebenfalls unübersichtlich und unabgeklärt sind die Lagerungs- und Altersverhältnisse der Radiolarite und Ophiolithe der Platta-Decke des Oberhalbsteins (Lit. 4).

Interessante Beobachtungen liessen sich in der Aroser Schuppenzone bei Arosa machen. Auch hier handelte es sich in erster Linie darum, die Förderung der basischen Eruptiva (Serpentine und Spilite) und die Radiolaritbildung zeit-

lich festzulegen. Für eine Serpentinintrusion zwischen obertriasischer und oberjurassischer Zeit sprechen folgende Tatsachen: Serpentin steht in primärem, tektonisch überprägtem Kontakt mit Hauptdolomit (Norien), womit die untere Altersgrenze als obertriasisch fixiert ist. In Radiolarienhornsteinen liessen sich Chromspinellkörner und zahlreiche Chloritfetzen im Dünnschliff nachweisen. Es scheint diese Feststellung auf eine Abtragung des Serpentin vor oder während der Radiolarit sedimentation hinzuweisen, denn Chromspinell findet sich in der Aroser Schuppenzone nur in Serpentin. Wenn man das Alter des Radiolarits als oberjurassisch annimmt, was leider durch keine Fossilien belegt werden kann, wäre demnach die Serpentinintrusion vor oder spätestens zu oberjurassischer Zeit erfolgt. In diesem Zusammenhang ist eine weitere Beobachtung von Bedeutung: Der Spilit erscheint in langgestreckten, meist zusammenhängenden Zügen, die sich oft auf mehrere Kilometer verfolgen lassen und in erster Linie auf tektonischen Leitlinien auftreten, so an der Deckengrenze zwischen Sulzilkalk und Aroser Schuppenzone, ferner als Trennung zwischen Unterbau und Oberbau der Aroser Zone. Der Serpentin hingegen kommt regellos verbreitet fast in sämtlichen Schuppen der Aroser Zone vor. Es macht so den Anschein, der Spilit sei erst nach einer frühen orogenetischen Phase, die der Serpentin mitmachte, gefördert worden. Diese Feststellung spricht jedenfalls für einen grossen zeitlichen Hiatus zwischen Serpentin- und Spilitförderung.

Der Spilit ist sicher jünger als Radiolarit. Schon J. CADISCH (Lit. 2) beschreibt aus dem Prätschwald einen Spilitgang, der den Radiolarit durchsetzt. Ferner konnte der Verfasser mehrfach unzweifelhafte, faustgrosse Radiolaritbrocken, die zwischen Pillows der spilitischen Kissenlava eingeklemmt sind, beobachten. Somit muss die Spilitförderung nach der diagenetischen Verfestigung des Radiolarits erfolgt sein. Eine präzisere Festlegung des Alters des Spilits ist leider noch nicht möglich. Die grosse Analogie mit den Ophiolithen des Simmentals und das Auftreten an tektonischen Leitlinien scheinen für eine syntektonische Förderung zu oberkretazischer oder jüngerer Zeit zu sprechen.

Es steht durchaus im Bereiche der Möglichkeit, dass im Gefolge der Serpentinintrusion eine anorganische Kieselsäurezufuhr erfolgte, die sich für die Radiolaritbildung günstig auswirkte. Eine solche Deutung ist jedoch sehr hypothetisch, besonders deshalb, weil ja Radiolarite aus den Südalpen (Breggia-Schlucht im Südtessin) in grosser Mächtigkeit fern von jedem Ophiolitheinfluss auftreten, somit eine anorganische Kieselsäurezufuhr zur Radiolaritbildung gar nicht notwendig erscheint.

Wenn E. F. DAVIS (Lit. 5) meinte, grosse Radiolaritmächtigkeiten in den Vorkommen der Franciscan Group Kaliforniens unbedingt mit anorganischen Kieselsäurezufuhren erklären zu müssen, so stützte er sich dabei auf folgende Beobachtung: In ein und demselben Handstück erschienen an einer Stelle massenhaft guterhaltene Radiolarien als Pigmentaussparungen in der Grundmasse, während dicht daneben nur feine Chalcedongrundmasse ohne Radiolarien sichtbar war. Es ist nach der Ansicht von DAVIS nicht möglich, dass durch die Diagenese an einer Stelle die Radiolarienskelette umgewandelt sein können und dicht daneben in so grosser Zahl auftreten. Vielleicht trifft diese Feststellung für die kalifornischen Radiolarite zu; in gewissen Fällen können jedoch andere Argumente vorgebracht werden. In einem Radiolaritgeröll aus der miocänen Nagelfluh des Guggershörnli (Kt. Bern) beobachtete der Verfasser in einem Dünnschliff wenige, regellos verstreute, vollständig intakte Radiolarienskelette neben Radiolarien, die nur noch als Pigmentaussparungen in der Chalcedongrundmasse kenntlich sind. Warum wurden denn hier einige Radiolarienskelette vollständig verschont, wäh-

rend andere nur noch als Aussparungen in der Grundmasse auftreten? Die Diagenese eines Radiolarienschlammes ist offenbar recht wechselvoll und deshalb kann die Argumentierung von DAVIS nicht allgemein angewendet werden.

Die Spilitextrusion erfolgte im Bereiche der Aroser Zone nach der Ablagerung der Radiolarite. Ist die enge Verknüpfung von Radiolarit und Spilit etwa deutbar im Sinne G. STEINMANN'S? Haben sich hier Tiefseeböden um mehrere tausend Meter gehoben und dadurch den Aufstieg basischen Magmas begünstigt? Die Beantwortung dieser Frage hängt von der Beurteilung der Ablagerungstiefe der Radiolarite ab. Das ungemein vielfältige und komplizierte Radiolaritproblem soll jedoch nicht hier, sondern in einer nächsthin erscheinenden Publikation des Verfassers diskutiert werden. Es sei nur vorweggenommen, dass ich mich für die Aroser Radiolarite aus verschiedenen Gründen der Tiefseehypothese nicht anschliessen kann.

Ganz allgemein sei noch auf eine Möglichkeit der Beziehung zwischen Radiolariten und Ophiolithen hingewiesen, die jedoch sehr hypothetischer Natur ist. Die oftmalige konkordante Wechsellagerung von Radiolariten und Aptychenkalken könnte durch eine zu- und abnehmende CO_2 -Förderung in Begleitung mit Ophiolithintrusionen erklärt werden. Eine starke CO_2 -Förderung würde den Kalk als Bikarbonat in Lösung halten und so die Radiolaritbildung ermöglichen; abnehmender CO_2 -Gehalt in Verbindung mit anderen Einflüssen hätte eine Kalkabscheidung zur Folge. Diese Hypothese kann jedoch nur dort Anwendung finden, wo die Gleichzeitigkeit von Ophiolithförderung und Radiolaritbildung erwiesen ist. Sie gilt jedoch nicht, wenn, wie im Südtessin, Radiolarienhornsteine mit kalkigen Partien abseits von jedem Ophiolitheinfluss hundertfach wechsellagern.

Zusammenfassend halten wir folgende Untersuchungsergebnisse fest: In der Breccien-Decke scheint eine geringfügige anorganische Kieselsäurezufuhr im Gefolge der Ophiolithintrusionen wahrscheinlich zu sein (Primärkontakte von kieseligen Schiefen an Ophiolithen). In der Simmen-Decke lässt sich gar keine Beziehung zwischen Radiolariten und Ophiolithen feststellen, da ja die Ophiolithförderung einerseits und die Radiolaritbildung andererseits zeitlich weit auseinanderliegen. Über die Beziehungen zwischen Radiolariten und Ophiolithen in den Iberger Klippen und der Platta-Decke lässt sich vorläufig noch nichts aussagen. In der Aroser Schuppenzone gelang es, das Alter der Serpentinintrusion mit oberster Trias als unterer und Oberjura als oberer Altersgrenze festzulegen, während die Spilitförderung nach der Ablagerung der Radiolarite, wahrscheinlich oberkretazisch, erfolgt ist. Die oberjurassischen Radiolarite können im Zusammenhang mit anorganischen Kieselsäurezufuhren (im Gefolge der Serpentinintrusion) stehen, jedoch wurde gezeigt, dass die Annahme einer solchen Kieselsäurezufuhr durchaus nicht notwendig erscheint. — Ganz allgemein stellte der Verfasser die Hypothese einer zu- und abnehmenden CO_2 -Förderung im Gefolge der Ophiolithintrusionen und -extrusionen auf, um die oftmals konkordante Wechsellagerung von Radiolariten und Aptychenkalken zu erklären. Diese Hypothese ist jedoch nur in gewissen Fällen anwendbar.

Literaturverzeichnis.

1. BENSON, W. N.: Spilite Lavas and Radiolarian Rocks in New South Wales. Geol. Mag., vol. 50, 1913.
2. CADISCH, J.: Einige geologische Beobachtungen in Mittelbünden. Ecl. geol. Helv., Vol. 32, 2, 1940.

3. CAMPANA, B.: Géologie des nappes préalpines au Nord-est de Château-d'Oex. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, N.F. 82, 1943.
4. CORNELIUS, H. P.: Geologie der Err-Julier-Gruppe. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, N.F. 70, 1935.
5. DAVIS, E. F.: The Radiolarian Cherts of the Franciscan Group. University of California Publications. Bulletin of the Department of Geology. 1918.
6. GRUNAU, H.: Das Ophiolithvorkommen von Hauen am Jaunpass (Kt. Bern). Schw. Min. Petr. Mitt., Vol. 25, 2, 1945.
7. JEANNET, A.: Geologie der oberen Sihltaler-Alpen (Kanton Schwyz). Berichte der Schwyz. Natf. Ges., 3. Heft, 1938/40.
8. KOSSMAT, F.: Bericht über eine geologische Studienreise in den Kreisen Mitrovica, Novipazar und Prijepolje, Altserbien. Ber. Verh. kgl. sächs. Ges. Wiss. Leipzig, Math. phys. Kl. Bd. 68, 1916.
9. MOLENGRAAFF, G. A. F.: Geologische Verkenningstochten in Central-Borneo. Leiden 1900.
10. STEINMANN, G.: Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin. Geol. Vereinigung Marburg, 1913.
11. STEINMANN, G.: Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. Comptendu 14e Congrès Géologique International, 1926. Graficas Reunidas, Madrid 1927.

13. — RICHARD A. SONDER (Oberrieden-Zürich): **Meerestiefen und lithologische Fazies.**

Es besteht vielfach die Meinung, dass man an Hand von paläontologischen und lithologischen Kennzeichen die marinen Sedimente der Vergangenheit gewissen Tiefenfaziesbereichen zuordnen könne. Nach HAUG und anderen werden dieselben wie folgt definiert: neritische Fazies 0—200 m Tiefe, bathyale Fazies 200 bis 1000 m Tiefe, abyssische Fazies über 1000 m Tiefe. Man hat versucht, zur Stützung solcher Ansichten die alten Sedimente mit rezenten Meeresablagerungen zu vergleichen, wie dies neuerdings auch von TERCIER¹⁾ in dieser Zeitschrift geschehen ist. TERCIER weist dabei auf die auch von andern kritisierten Schwächen der HAUG'schen Ausführungen hin und versucht, durch gelockertere Definitionen der Zusammenhänge zwischen bathymetrischer Tiefe und lithologischer Fazies die genannten Tiefenfaziesbezeichnungen zu erhalten. Ob er damit stratigraphisch brauchbare Formulierungen erhalten hat, scheint in mancher Hinsicht zweifelhaft.

Es hat sich in den letzten Jahrzehnten die Meinung gefestigt, dass die Transgressionsmeere nicht mit den heutigen Ozeanen vergleichbar sind, sondern nur ganz flache marine Überflutungen waren, welche meist oder fast immer geringere Tiefen hatten als 200 m. ULRICH²⁾ kam an Hand sehr eingehender Studien über die paläozoischen Transgressionen Nordamerikas sogar zur Überzeugung, dass deren absolute Wassertiefe meist unter 50 m lag. Auch für die sogenannten Geosynklinalen werden grössere Wassertiefen vielfach bestritten.

Man muss sich somit fragen, ob eine Fazieslehre nach Tiefenstufen überhaupt eine Berechtigung hat, sei es, dass solche Tiefenzonen mit den vorgebrachten Argumenten vermutlich gar nicht wissenschaftlich einwandfrei begründet werden können, sei es, dass eine Tiefenfazieslehre auf ganz andere Überlegungen und möglicherweise ganz andere Tiefenbegriffe abstellen sollte.

Bei Diskussionen über die Ursachen der lithologischen Fazies stehen meist die Ausfällungsbedingungen im Vordergrund. Es steht aber fest, dass die gesteins-

¹⁾ J. TERCIER, Ecl. geol. helv. 32, 1939.

²⁾ E. O. ULRICH, Bull. Geol. Soc. Am. 22, 1911.

bildenden Stoffe aus dem Meerwasser fast immer irgendwie ausgefällt werden, Wichtig ist, dass die Fällungsreserven des normalen Meerwassers an gesteinsbildenden Stoffen gering sind. Eine Wassersäule von 1 km könnte bei völliger Fällung aller in Frage kommender Substanzen nur einen Bodensatz von wenigen Metern liefern. Wenn demnach flache Meerestransgressionen dutzende, ja hunderte von Metern Sediment hinterlassen, so ist dies offenbar der Ausdruck dafür, dass die Sedimentation durch dauernde Zufuhr alimentiert wurde. Die Zufuhr bildet die Grundlage aller Sedimentation und muss deshalb logischerweise auch zur Grundlage einer lithologischen Fazieslehre gemacht werden.

Die konsequente Verfolgung dieses Grundgedankens führt zu einer ganz anders aufgebauten Fazieslehre als die eingangs skizzierte. Irgendwelche Parallelen dürfen von den heutigen offenen Weltmeeren zu den Sedimentationsbedingungen der historischen Transgressionsmeere nicht gezogen werden, weil gar nicht vergleichbare Alimentationsbedingungen vorliegen und nur falsche Schlüsse die Folge sein können. In landumgebenen Seichtmeeren hängt die Zufuhr von Sedimentationsstoffen innig von dem umgebenden Lande ab, und zwar sowohl von dessen Relief, wie auch von der Zusammensetzung der auftretenden Gesteine. Diese Faktoren zusammen mit allfälligen zusätzlichen klimatischen Faktoren bedingen die Zufuhr.

Man hat z. B. von der helvetischen Kreide der Alpen gesagt, dieselbe sei im Norden neritisch, im Süden aber bathyal, weil im Norden die Fazies kalkiger, im Süden toniger ist usw. Diese lithologischen Feststellungen haben sicher nichts mit den Tiefenverhältnissen zu tun, über die ich hier nichts festlegen möchte. Infolge der im Süden bereits im Gange befindlichen alpinen Faltung erfolgten von dort offenbar reichlichere Tonzufuhren, welche sich der Kalkfällung überlagerten. Dies musste zu grösseren Sedimentationsgeschwindigkeiten im Süden führen. In der Tat lässt sich feststellen, dass die Schichten nach Süden dicker werden. Es ist ja fast allgemein so, dass dort, wo im Streichen kalkige Schichten mergelig und tonig werden, die Schichtmächtigkeit wächst. Die Zufuhr der ausfällbaren Komponenten bestimmt offenbar in erster Linie deren relative Sedimentationsgeschwindigkeit und die Relation der letzteren den lithologischen Charakter des Sedimentes.

Auch der Flysch wird häufig als ein bathyales Sediment bezeichnet, wofür meines Erachtens keine Berechtigung besteht. Die auftretenden Sedimentmächtigkeiten der Flyschserien beweisen eine relativ rasche Sedimentation. Interessant ist nun, dass damit lokal Radiolarite verknüpft sind. Von marinen kieseligen Absätzen muss nämlich allgemein angenommen werden, dass sie sich relativ langsam bilden, weil Kieselsäure nur in Spuren im Meerwasser lösbar ist. Die Transportverhältnisse für SiO_2 und damit die Zufuhrbedingungen sind also ungünstig, so dass sich eine marine kieselige Sedimentation nur dort durchsetzen kann, wo aus irgendwelchen Gründen andere intensivere Sedimentationsprozesse ausgeschaltet sind.

Bei dem heutigen starken Relief, welches die Sedimentationstätigkeit der Meere anregt, und bei den guten Zirkulationsverhältnissen dieser Meere, sind typische Mangelsedimentationen nur in grösster Landferne möglich. Dort herrschen abyssische Zustände, so dass heute die Radiolaritbildung, durch Umstände bedingt, aber an sich ganz zufällig, an grosse Meerestiefen geknüpft ist. Im Prinzip hat die Radiolaritbildung mit der Tiefsee nichts zu tun, da die Radiolarien dem Plankton angehören und somit auch in der Flachsee sedimentierend auftreten. Wenn nun das rasch sedimentierende Flyschmeer stellenweise langsam sedimentierende Radiolarite überliefert hat, so spricht dies für eine relativ grosse Seicht-

heit dieses Meeres. Dadurch würde nämlich möglich, dass sich durch Auswirkungen der alpinen tektonischen Unruhe im Flyschmeer tektonische Barrieren und damit individuelle Becken bildeten. Solche Flachseebecken konnten leicht den Anschluss an reichlicher alimentierte Zonen verlieren, so dass lokal Zustände typischer Mangersedimentation auftraten. Vielleicht begünstigt durch irgendwelche zusätzliche Faktoren konnten sich dann Radiolarite bilden.

Eine konsequente lithologische Fazieslehre muss in erster Linie die Zufuhrverhältnisse zu ergründen suchen. Träger der Zufuhr ist das Wasser, dessen Bewegungszustand eine zweckmässige Unterteilung in vier natürliche Transportklassen gestattet. Stark bewegtes Wasser schwemmt und schafft so die Gruppe der gröberen Sedimente zum Ablagerungsort. Der lithologische Hauptrepresentant dieser Gruppe sind die Sandsteine, deshalb der Name S-Gruppe. Schwächer bewegtes Wasser ist mit dem Transport von suspendiertem Material verknüpft, weshalb es die Vertreter der Ton- oder T-Gruppe liefert. Wird das Relief des Landes ganz flach, so wird die Erosion praktisch Null und nur die Denudation schafft noch Stoffe in die stehenden Gewässer in Form von Lösungen. Der Lösungstransport innerhalb der marinen Gewässer hängt von den Zirkulationsbedingungen ab. Falls eine gute Zirkulation diejenigen Stoffe, welche reichlicher in Lösung gehen können, wie die Ca- und Mg-Salze, lokal reichlich ersetzt, können die betreffenden Gesteine mit günstigen Sedimentationsgeschwindigkeiten sich absetzen (C-Gruppe). Ist die Alimentation mangelhaft, sei es durch grosse Entfernung vom Lande, sei es durch Zirkulationshindernisse, so können defiziente Zustände in der Sedimentation geschaffen werden durch Mangel an ausfällbaren Suspensionen und Salzen. Es bilden sich dann die langsamer sedimentierenden Produkte der D-Gruppe.

Diese Haupttatsachen sind in der beistehenden Tabelle aufgeführt. Wichtig ist die relative Sedimentationsgeschwindigkeit. Dafür sind allerdings in der Natur weite Grenzen gesetzt. Man kann aber durch statistische Betrachtungen und Vergleiche verschiedener Art doch versuchen, repräsentative statistische Mittelwerte aufzustellen, wie dies neuerdings z. B. SCHUCHERT getan hat. In der beistehenden Tabelle sind die Werte aufgeführt, welche der Verfasser an Hand eigener Zusammenstellungen und Vergleiche für brauchbar hält.

Was ändern die Ausfällungsbedingungen an den vorgängigen Überlegungen? Bei den mechanischen Suspensionen (Gruppen S und T) wird die fortschreitende Sedimentation hauptsächlich durch sukzessive Wasserberuhigung erzwungen, so dass zwischen den Transport- und Fällungsbedingungen weitgehende Parallelität besteht. Wo der Transport in stehende Gewässer ausmündet bzw. in solchen stattfindet, könnte man versuchen, das mechanische Fällungsprinzip in eine bathymetrische Tiefenskala umzuwerten, gestützt z. B. auf Betrachtungen über die normalen Wasserbewegungen in seichten Wasserkörpern (siehe BARRELL³). Darnach hätten z. B. die Stoffe der S-Gruppe optimale Absatzbedingungen in Tiefen von 0—15 m, diejenigen der T-Gruppe vielleicht in 15-30 m. Für die CD-Gruppe lässt sich jedoch kein derartiges Prinzip erkennen und es ist klar, dass sowohl S- wie T-Sedimentation auch in andern Tiefen vorkommen kann. Dort, wo an einer Steilküste viel Material eingeschwemmt wird, können S-Ablagerungen leicht in viel grössere Tiefen gelangen. Auch flache stürmische Schelfe mit starken Gezeitenströmungen, wie etwa die Nordsee, haben bekanntlich bedeutende Sandbänke in wesentlich grösseren Tiefen als 15 m. Allerdings ergeben

³) BARRELL, J., Bull. Geol. Soc. Am. 28, 1917, S. 780.

sich bei solchen Beispielen auch wieder Zweifel, ob man dieselben zitieren darf in bezug auf die normalen epikontinentalen Ablagerungen der Vergangenheit, weil diese aktuellen Beispiele mit ihren Bedingungen ganz anders liegen dürften.

Wasserwirkung	Relief	Wasserbewegung	Transport Art	Transportgruppe	hauptsächliche Gesteine	mittlere Sedimentationsgeschwindigkeit in Jahren pro Meter Sediment	
Erosion (getrübte Wasser)	stark	stark	geschwemmt	S-Gruppe (Sandgruppe)	Sand, Kies, (Konglomerate) (Arkosen)	400—2000	
	mässig	mässig	suspendiert	T-Gruppe (Tongruppe)	Tone Mergel	800—6000	
Denudation (klare Wasser)	schwach	leicht zirkulierend	in Lösung	gute Zufuhr	C-Gruppe (Kalkgruppe) rasch sedimentierend	Dolomite Kalke (Salze)	2000—10000
				defiziente Zufuhr	D-Gruppe langsam sedimentierend	Kalke, Mergel Kieselkalke Tone, Radiolarit	10000—300000

Wesentliche Beeinflussungen der Sedimentation durch die Sedimentationsbedingungen sind bei der C- und D-Gruppe möglich, weil Temperatur und Lösungsgenossen die Ausfällungskonzentrationen bestimmen. Die diesbezüglichen Diskussionen sind bekannt und es kann in dieser vorläufigen Mitteilung darauf nicht eingetreten werden. An Hand eingehenderer Betrachtungen bin ich der Meinung, dass in den historischen Sedimentationen die Alimentationsverhältnisse auch für die Absatzprodukte der C- und D-Gruppe bedeutungsvoller waren als die Fällungsbedingungen.

Für Umschläge in der Sedimentationstätigkeit in den historischen Ablagerungen sind deshalb wohl meist Änderungen der Zufuhrbedingungen und damit tektonische Faktoren ausschlaggebend gewesen. Auf diese interessanten Perspektiven kann in dieser Mitteilung nicht eingetreten werden. Meine Diskussionsbemerkung zur Flyschtagung (diese Zeitschrift) enthält Hinweise über solche Auswertungsmöglichkeiten.

14. — N. OULIANOFF (Lausanne): **Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 dans ses rapports avec la structure des Alpes.** Avec 1 figure dans le texte.

1^o Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 est un événement dans l'histoire séismique de la Suisse. En effet, depuis 1855 (séisme de Viège) les Alpes suisses n'ont pas été aussi fortement éprouvées qu'à ce moment-là. Les destructions assez importantes et les émotions vécues par la population permettent de caractériser

ce tremblement de terre comme appartenant au degré 7, voire 8 et même 9 de l'échelle internationale. L'occasion qui se présentait était donc trop importante pour ne pas s'efforcer, à la suite de toutes les observations qu'on pouvait faire, d'en tirer le maximum d'enseignement de caractère géologique.

Pour cette raison, au lendemain même du 25 janvier, j'ai dirigé plusieurs de mes élèves dans différentes régions des cantons du Valais et de Vaud pour y enquêter, sur place, avant que les traces fraîches de ce séisme ne se soient effacées. La moisson des observations fut abondante. Elle se rapporte aux localités suivantes: Villeneuve, Aigle, Bex, les Diablerets, le Bouveret, Vouvry, Monthey, St-Maurice, Vernayaz, Martigny, Finhaut, Salvan, Trient, vallée de Bagnes, vallée d'Entremont, Grand St-Bernhard, Saxon, Riddes, Ardon, Sion, val d'Hérens, Montana, Granges, St-Léonard, Sierre, Chippis, Chalais, Loèche, val d'Anniviers, Viège, Zermatt, Brigue.

Les documents ainsi récoltés ont permis de tirer immédiatement des conclusions quant à l'épircéion¹⁾ de ce tremblement de terre.

Entre temps, M. le Dr. E. WANNER, chef du Service séismologique de la Station centrale de météorologie à Zurich, avait entrepris de faire des observations, avec un séismographe portatif, dans la région que la première secousse avait le plus atteinte. De nombreuses répliques ont été ainsi enregistrées dans la région épircéionnelle même. En plus, M. WANNER a réuni une vaste documentation séismographique provenant de toutes les stations suisses et de plusieurs stations étrangères. La publication du recueil de ces documents accompagnés d'une analyse de M. WANNER sera d'une grande importance pour la séismologie.

La présente communication a un but très différent de celui du travail de M. WANNER. Je ne cherche nullement à donner ici un tableau complet du tremblement de terre du 25 janvier et de toutes ses répliques. Je tiens, seulement, à faire voir que quelques-unes des particularités du séisme en question se trouvent en relation directe avec la structure géologique de la région affectée, qu'elles confirment certaines hypothèses que j'ai eu l'occasion de formuler, ces dernières années, et qu'elles élargissent considérablement nos connaissances de la tectonique profonde des Alpes et de l'avant-pays.

2° On sait que les séismographes suisses, instruments de grande sensibilité, ont été, tous, détraqués par la secousse du 25 janvier, de sorte qu'il nous manque les premières inscriptions. La recherche de l'épircéionnelle basée sur le déchiffrement des séismogrammes a dû se contenter des inscriptions des répliques. Mais à la base de l'enquête sur le terrain mentionnée plus haut, j'ai pu constater que la région épircéionnelle se trouve au Nord de la plaine du Rhône, entre Sierre et Sion, et plus exactement entre Montana et Sierre. C'est par l'analyse des destructions produites dans les différentes localités citées ci-dessus que nous avons été amenés à cette conclusion.

Je ne puis exposer ici tous les détails de cette analyse. Ceux qui s'y intéressent se référeront à mon article dans le «Bull. de la Soc. vaudoise des Sc. nat.». (12).

3° L'examen des destructions produites par le tremblement de terre du 25 janvier 1946 a permis de constater, en plus, que dans la vallée du Rhône, à partir de Brigue et jusqu'à Martigny, les localités situées au NW de l'axe de la vallée du Rhône ont été sensiblement plus éprouvées que celles situées au SE. De même, sur le tronçon du Rhône entre Martigny et Villeneuve, les localités situées à l'Est de l'axe de cette vallée ont considérablement souffert du séisme tandis que celles de

¹⁾ Pour bien de raisons, je préfère ce terme à celui d'«épircéionnelle», expression habituelle que l'on trouve dans la littérature séismologique.

la rive gauche sont restées intactes. La différence entre les effets du séisme sur les deux rives du Rhône est plus frappante pour le tronçon Martigny–Villeneuve que pour le tronçon Brigue–Martigny.

A quoi tient cette inégalité des effets produits par le tremblement de terre dans des localités de la rive droite et de la rive gauche du Rhône? Il est clair qu'elle résulte des obstacles qui ont amorti les ondes sismiques dans leur propagation vers le Sud et vers l'Ouest.

On sait, depuis longtemps, que la vallée du Rhône, entre Loèche et Martigny, est creusée suivant une importante zone de failles qui se continue par les cols de la Forclaz et de Balme dans la direction de Chamonix, et plus loin encore. Cette «zone de Chamonix» comprend des synclinaux complexes de roches sédimentaires et représente, par son orientation, un élément important de l'édifice alpin. Il est indubitable qu'en raison de sa composition, cette zone de faible élasticité a joué le rôle d'un écran amortisseur des ondes sismiques dans leur propagation vers le Sud.

Sur le tronçon Martigny–Villeneuve le phénomène est sensiblement pareil. Là aussi, il s'agit d'une zone faillée. Dans une publication parue en 1934 (1), nous avons démontré, M. CORBIN et moi-même, l'existence de cet accident tectonique. Il est analogue à celui que l'on trouve entre les Houches et Servoz et à celui, plus à l'Ouest encore, situé entre Sallanche et Cluses. Dans tous ces cas, les observations sur le terrain ont permis de constater l'existence de plans de failles orientés approximativement au NW. E. PETERHANS (2) admettait déjà l'existence d'un important décrochement entre St-Maurice et Villeneuve. Et récemment, M. LUGEON et E. GAGNEBIN (3) ont repris l'étude de cet accident tectonique, auquel M. LUGEON avait fait allusion en 1896 (4). Cette zone faillée a joué le rôle d'écran amortisseur des ondes sismiques dans leur propagation de l'Est à l'Ouest.

La ville de Martigny se trouvant dans un angle mort, à l'abri de deux failles complexes, l'effet du tremblement de terre y a été à peu près nul (voir fig. 1).

Ce phénomène d'amortissement des ondes sismique par les deux failles, et tout particulièrement par celle de Martigny–Villeneuve, nous oblige d'admettre que le foyer du séisme en question devait se trouver à une profondeur ne dépassant pas quelque cinq ou dix kilomètres.

4^o Après avoir utilisé les renseignements obtenus par l'enquête sur le terrain, il m'a paru intéressant d'analyser quelques-uns des séismogrammes enregistrés par les stations suisses et qui se rapportent aux répliques du tremblement du 25 janvier. Ces analyses devaient tenir compte de nos connaissances actuelles, de même que de nos hypothèses relatives à la structure profonde des Alpes.

L'examen préliminaire de ces inscriptions a montré que leur déchiffrement pouvait être fait, avec profit, à la lumière des expériences qui avaient été réalisées en Allemagne, par l'école de Göttingue, sous l'impulsion de WIECHERT (5, 6, 7). On avait profité des tremblements de terre artificiels produits par des coups de mine dans des carrières. Les séismographes des stations fixes ainsi que les séismographes portatifs avaient été mis au service de ces expériences.

Les distances entre les foyers d'explosion et les séismographes enregistreurs allaient de 16 km. à 229,5 km. D'une façon générale, on avait constaté que la vitesse des ondes longitudinales augmentait avec la distance. Ce qui avait prouvé que les ondes, avec l'augmentation de la distance, traversaient, généralement, des régions de plus en plus profondes caractérisées par des roches à élasticité plus élevée.

Le second résultat de ces expériences est aussi important que le premier. Les inscriptions des séismogrammes ont permis de constater l'arrivée des diverses

phases des ondes, ce qui démontre l'existence de couches de diverse élasticité. D'après la nomenclature de WIECHERT, les ondes P_1 sont celles qui passent dans la couche supérieure ou dans les formations géologiques jeunes, récemment plissées. Les ondes P_2 sont celles qui utilisent le soubassement cristallin (varistisches Grundgebirge). Les ondes P_3 se propagent dans le milieu qui se trouve au-dessous de la couche précédente (niveau basaltique). L'élasticité de la seconde couche est plus grande que celle de la couche supérieure et plus petite que celle du soubassement basaltique. Ainsi, lorsque la distance entre le foyer du tremblement de terre artificiel et le séismographe est suffisamment grande, le premier impetus sera celui des ondes P_3 , ensuite viendra le choc déterminé par les ondes P_2 , et, plus tard encore, celui des ondes P_1 . On a constaté aussi que l'énergie transmise par la couche inférieure étant assez faible, les amplitudes du premier impetu sont insignifiantes. Par contre, les ondes P_2 sont caractérisées, sur les séismogrammes, par des amplitudes beaucoup plus grandes. On distinguera alors facilement les ondes P_2 des ondes P_3 . Les petites amplitudes des ondes P_3 n'influenceront que faiblement les amplitudes des ondes P_2 .

5° J'ai réussi à séparer les ondes P_3 de P_2 sur chacun des séismogrammes examinés. Dans les expériences de Göttingue, le calcul de la vitesse de propagation a été facilité par le fait qu'on savait exactement le point de départ du choc et le point d'enregistrement. Et tous les deux étaient effectivement des points, dans le sens mathématique. Dans notre cas, le second point seul est certain, c'est-à-dire la station d'enregistrement. Par contre, le point de départ, le centre, reste pratiquement inconnu, et même l'épicentre n'est qu'une épirégion. Cependant, on peut admettre, pour la première approximation que l'épirégion des répliques coïncide avec l'épirégion du premier choc du tremblement de terre du 25 janvier. Elle se trouve donc entre Montana et Sierre.

J'ai calculé les vitesses des ondes primaires ou longitudinales de la phase P_2 , en utilisant le rapport moyen, généralement admis :

V_L (vitesse des ondes longitudinales) : V_T (vitesse des ondes transversales) = 1,73.

Station	Distance jusqu'à l'épicentre (Montana-Sierre)	Vitesse des ondes primaires de la phase P_2	
		$V_L : V_T = 1,73$	$V_L : V_T = 1,67$
Neuchâtel	88 km.	6,30 km./sec. (moyenne de 3 séismogrammes)	5,78 km./sec.
Bâle	137 km.	6,10 km./sec. (moyenne de 9 séismogrammes)	5,60 km./sec.
Zurich	144 km.	5,46 km./sec. (moyenne de 4 séismogrammes)	5,02 km./sec.
Coire	167 km.	5,67 km./sec. (moyenne de 5 séismogrammes)	5,20 km./sec.

Cependant DE QUERVAIN a pu déterminer, en 1924, (8), que $V_L : V_T = 1,67$ pour la direction Viège-Zurich. J'ai tenu compte aussi de ce rapport, et les vitesses ainsi calculées figurent dans la dernière colonne du tableau ci-dessus.

Toutefois ce ne sont pas les valeurs absolues des vitesses qui nous intéresseront dans la suite, mais bien plutôt leurs rapports respectifs.

Comme on le voit, la différence entre ces quatre stations est flagrante. Elle ne peut provenir que de l'hétérogénéité de la structure géologique suivant les quatre directions considérées. Et ceci d'autant plus que la station la plus éloignée de l'épicentre devrait normalement enregistrer la vitesse la plus grande. Or, c'est la station de Neuchâtel, la plus rapprochée de l'épirégion, qui est caractérisée par la plus grande vitesse.

Tous ces chiffres ne représentent évidemment que des vitesses apparentes, car, dans le cas présent, nous avons considéré les distances qui séparent les stations séismographiques de l'épirégion et non pas du foyer. Mais si nous introduisons dans nos calculs la profondeur du foyer séismique, les valeurs de vitesse ne seront alors diminuées que de quelque 5%, dans le cas où le centre se trouverait à une profondeur de 60 km., et seulement de quelque 0,5% dans le cas où elle serait à 20 km. en dessous de l'épicentre. Et les rapports des vitesses resteraient à peu près les mêmes. Les vitesses apparentes peuvent servir sans inconvénient dans le raisonnement que je me propose de développer.

6° Me basant sur diverses considérations, j'avais exprimé (9, 10, 11) l'hypothèse de l'extension de la zone granitique du massif du Mont-Blanc vers le Nord. Très à propos, le tremblement de terre du 25 janvier 1946 (avec ses répliques) a apporté une confirmation éclatante de cette hypothèse. On ne peut expliquer la grande vitesse de propagation des ondes séismiques dans la direction de Neuchâtel qu'en admettant qu'elles cheminent, sur presque tout leur parcours, dans un milieu d'une rigidité qui correspond à celle des granites (voir le croquis de la carte, fig. 1). Cette constatation donne un nouvel appui à l'hypothèse que j'avais exprimée lors de l'excursion de la Société géologique suisse dans la région du Grand St-Bernard (en 1942), sur la continuation ininterrompue du massif granitique du Mont-Blanc dans la direction des Vosges. Cette zone granitique formerait le noyau de la chaîne taillée dans les schistes cristallins, qui représente le bord occidental de la dépression tectonique apparue pendant l'orogénèse hercynienne (plissement antétriasique) et qui avait été rajeunie par le plissement alpin.

Le bord oriental de la dite dépression hercynienne est formé également par un massif de schistes cristallins à noyau granitique, celui de l'Aar. Tout comme dans le cas du massif du Mont-Blanc, c'est au jeu de failles alpines que le granite de l'Aar doit son apparition à la surface de la terre (9). De même la structure intime de ce massif ancien indique que son axe antétriasique est orienté approximativement au Nord, et que c'est dans cette direction qu'il faut chercher, sous la couverture des roches sédimentaires, sa prolongation, en partant des affleurements granitiques connus.

La vitesse moyenne de 6,07 km./sec. (ou 5,60 km./sec.) constatée par le déchiffrement des séismogrammes de Bâle corrobore pleinement cette hypothèse. On voit que les rayons séismiques trouvent, dans cette direction, un milieu d'une grande élasticité. Ainsi, il n'y a, non plus, pas de rupture de continuité entre le massif de l'Aar et le massif de la Forêt Noire. Si le complexe total Aar-Forêt Noire est moins favorable à la propagation des ondes séismiques que le massif Mont-Blanc-Vosges, il est néanmoins formé, en grande partie, de masses granitiques.

Examinons, maintenant, les vitesses des ondes séismiques dans la direction de Zurich et de Coire. Les distances entre ces stations et l'épirégion sont sensiblement égales (144 km. pour Zurich et 167 km. pour Coire). Or, les moyennes des deux vitesses correspondantes ne sont point identiques (5,46 ou 5,02 pour Zurich et 5,67 ou 5,20 pour Coire). Cette différence montre que les ondes séismiques se

propagent, dans ces deux directions, par des masses rocheuses dont ni la nature pétrographique, ni la structure ne sont les mêmes. Les rayons sismiques qui ont été enregistrés par l'appareil de la station de Zurich traversent incontestablement une zone granitique. S'il n'y avait, sur le parcours de ces rayons, que des schistes cristallins, la vitesse de propagation devrait être encore plus faible que celle constatée en réalité. Mais il est probable que la zone granitique, très large sur la ligne Montana-Coire, devient plus étroite dans la direction du Nord, à sa jonction avec le massif de la Forêt Noire.

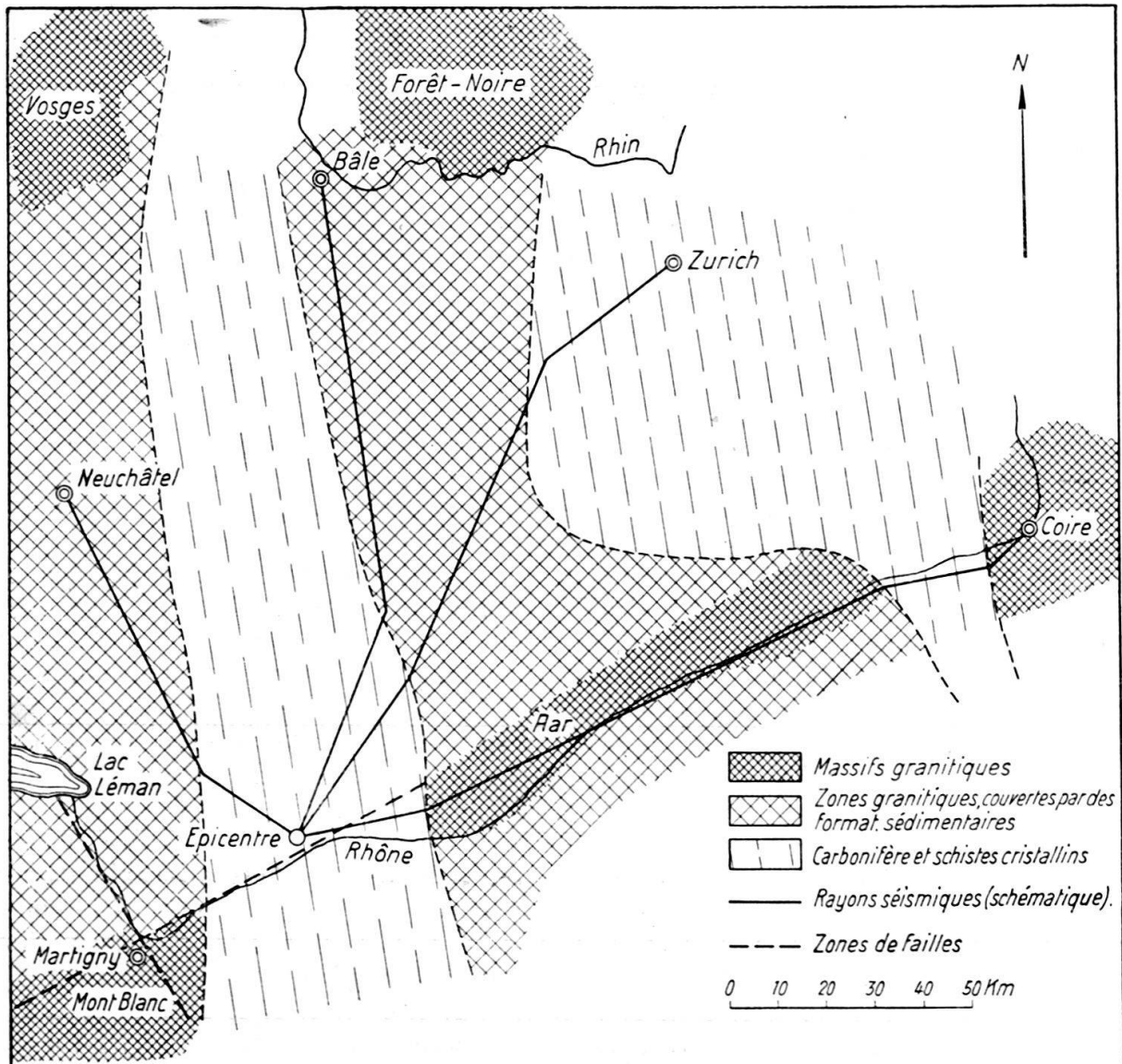


Fig. 1. Carte indiquant la position de l'épircéion du tremblement de terre du 25 janvier 1946 et des quatre stations séismographiques suisses.

Hachure croisée – zone granitique (traits serrés – affleurement, traits espacés – granite caché par du Secondaire, du Tertiaire et du Quaternaire). Hachure simple à traits interrompus – formations du Carbonifère et des schistes cristallins.

Deux lignes en pointillé qui suivent la vallée du Rhône – deux complexes de failles.

NB. La hachure autour de Coire doit être à traits espacés.

Ainsi le tremblement de terre du 25 janvier 1946 nous a permis de repérer deux dorsals granitiques: celui de l'Aar-Forêt Noire et celui du Mont-Blanc-Vosges. Ils forment respectivement le bord occidental et le bord oriental d'une importante dépression hercynienne.

Bibliographie.

1. CORBIN, P. et OULIANOFF, N.: La photographie aérienne au service de la géologie. C. R. Acad. t. 199, 1934, p. 431.
2. PETERHANS, E.: Etude du Lias et des géanticlinaux de la nappe des «Préalpes médianes» entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy. «Mémoires de la Soc. helv. des sc. nat.» vol. LXII, mém. 2. 1926.
3. LUGEON, M. et GAGNEBIN, E.: Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. «Mém. Soc. vaud. des sc. nat.» No. 47, vol. 7, 1941 et «Bull. des lab. de géol., min., géoph. et du musée géol. de Lausanne,» No. 72, 1941.
4. LUGEON, M.: La région de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie). «Bull. Serv. Carte géol. France», t. VII, No. 49, 1896.
5. WIECHERT, E.: Seismische Beobachtungen von Steinbruchsprengungen. «Zeitsch. für Geophysik», 5, 1929.
6. WIECHERT, E.: Untersuchung der Erdrinne mit Hilfe von Sprengungen. «Geolog. Rundschau», 17, 1926.
7. BROCKAMP, B. und WÖLCKEN, K.: Bemerkungen zu den Beobachtungen bei Steinbruchsprengungen. «Zeitsch. für Geophysik», 5, 1929.
8. DE QUERVAIN, A.: Untersuchungen eines Nachstosses des grossen Visper-Erdbebens auf Grund der Aufstellung des transportablen Seismographen Quervain-Piccard im Epizentralgebiet. «Jahresbericht 1924 des Erdbebendienstes der schweizerischen meteorolog. Zentralanstalt» S. 23—25.
9. OULIANOFF, N.: Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogénèse alpine. «Eclogae geol. helv.» 37, 1944.
10. OULIANOFF, N.: Pourquoi les Alpes suisses sont pauvres en gîtes métallifères exploitables. «Bull. de la Soc. vaud. des sc. nat.», 62, 1943 et «Bull. des lab. de géol., minéral., géoph. et du musée géol. de Lausanne» No. 77.
11. OULIANOFF, N.: Superposition des tectoniques successives. «Bull. de la Soc. vaud. des sc. nat.» 59, 1937, Lausanne.
12. OULIANOFF, N.: Le tremblement de terre du 25 janvier 1946 et la structure profonde des Alpes. «Bull. de la Soc. vaud. des sc. nat.» 63, 1947, No. 268 (Lausanne) et «Bull. des lab. de géol. minéral., géophys. et du musée géol. de Lausanne» No. 85.

15. — H. MOLLET (Biberist): **Grosse Sackungen der Molasse am Büren- und Dotzigenberg (Kt. Bern).** Manuskript nicht erhalten.

16. — J. KOPP (Ebikon): **Zur Tektonik der westschweizerischen Molasse.** Mit 1 Textfigur.

Da in neuesten geologischen Publikationen aus dem Molassegebiet zwischen Bern und Lausanne tektonische Forschungsergebnisse bekannt gemacht worden sind, welche bereits seit 10 Jahren in den Arbeiten der Petroleumexpertenkommission enthalten, aber bisher unveröffentlicht geblieben sind, scheint es mir

angezeigt, die Hauptresultate meiner Untersuchungen¹⁾ in der mittelländischen Molasse zwischen Bern und Lausanne kurz zusammenzufassen (siehe Fig. 1).

Das bedeutendste tektonische Gebilde in der westschweizerischen mittelländischen Molasse bildet die Hauptantiklinale oder anticlinal premier, die vom Genfersee bis Alterswil W Freiburg auf einer Länge von 50 km verfolgt werden kann. Unterbrochen durch eine deutlich ausgeprägte Querfalte, die Alterswil-Kulmination, setzt sich die Hauptantiklinale ostwärts in der Schwarzenburg-Antiklinale fort.

Die Alterswil-Kulmination bildet eine ganz eigenartige Erscheinung im Gebirgsbau der mittelländischen Molasse; ihre Einwirkung erstreckt sich in NW-Richtung bis zum Murtensee, indem beiderseits dieser Linie eine Auflösung der tektonischen Elemente stattfindet. Die Alterswil-Querfalte lässt sich auf einer Länge von 3 km genau verfolgen; die Schenkel fallen mit 3—5° gegen Gotteron und Tafersbach ab. Die Kulmination tritt bei einer Richtungsänderung der Hauptantiklinale auf und ist wohl dadurch bedingt. Die Bedeutung der Alterswil-Kulmination erhellt aus dem Axialgefälle der Hauptantiklinale und Schwarzenburg-Antiklinale. Diese letztere Antiklinale sinkt auf einer Strecke von 15 km bis Rueggisberg um 400 m ab, was ein Axialgefälle von 1—2° ausmacht. Das axiale Absinken ist am Schwarzwasser sehr gut zu beobachten. Bis zur Saane sinkt die Hauptantiklinale um 300—400 m ab. Diese Zahlen illustrieren eindrücklich das Ausmass der Alterswil-Kulmination, welche in der mittelländischen Molasse der Schweiz kein Gegenstück besitzt.

Ca. 4 km N der Schwarzenburg-Antiklinale verläuft die Albligen-Synklinale, welche bei Nydegg am Schwarzwasser vorzüglich zu beobachten ist. N Wilervorholz löst sich diese Synklinale, welche neuerdings auch von A. FRASSON (Lit. 6) erkannt worden ist, an der Alterswil-Kulmination auf. Nach der tektonischen Karte von P. BECK (Lit. 2) erstrecken sich sowohl die Albligen(Belpberg)-Synklinale als auch die Schwarzenburg(Rueggisberg)-Antiklinale bis ins Aaretal. Wahrscheinlich setzt sich die Albligen-Belpberg-Synklinale in der Napf-Synklinale fort.

Die weiter N folgenden tektonischen Elemente, die Wohlen-Antiklinale und die Frienisberg-Synklinale, lösen sich beide an der Sense auf.

Die Hauptantiklinale ist an der Stelle, wo sie von der Saane durchbrochen wird (Saanedepression), bei der Einmündung des Baches Le Bry S Rossens, sehr gut zu beobachten. Beiderseits der Axe fallen die Burdigalienschichten mit 3—4° ein; nach S wird das Einfallen rasch steiler und steigt bei der Brücke von Tusy in nächster Nähe der Aufschiebung der subalpinen Molasse auf 70° an.

Die Antiklinalaxe verläuft nun in SW-Richtung, wenig N des Mt. Gibloux-Grates. Bei Les Ecasseys trifft man auf einen 4 NW fallenden und einen 25—35° SE Schenkel der Hauptantiklinale. Bei Bouloz und Porsel lässt sich ein deutliches Ansteigen der Antiklinalaxe nach SW beobachten. Sobald die Antiklinale ins Aquitanien des Broyetales kommt, wird die Schichtlage steiler. An der Broye konnten beiderseits der Axe mit 50—60° einfallende Aquitansichten gemessen werden. Sobald aber die Axe ins Burdigalien von Servion gerät, geht das Gefälle des NW-Schenkels auf 3—5° zurück. Das steilere Einfallen des Aquitaniens gegenüber dem Burdigalien ist schon GILLIÉRON (Lit. 7) aufgefallen; auch ARN. HEIM und O. BÜCHI haben seinerzeit in einem unveröffentlichten Gutachten auf das

¹⁾ Die Untersuchungen wurden hauptsächlich durch einen Kredit der „Eidgenössischen Stiftung zur Förderung der schweizerischen Volkswirtschaft durch wissenschaftliche Forschung“ ermöglicht.

steilere Einfallen des Aquitaniens hingewiesen, welches auf eine Diskordanz mit dem Burdigalien deutete. Besonders eindrucklich ist der Unterschied zwischen den schwach geneigten Burdigalienschichten und den steilern Aquitanienschichten im Parumbotbach W der Broye zu beobachten. Auf Grund der Verhältnisse im Broyetal müssen wir annehmen, dass das Aquitanien präburdigal gefaltet wurde, wie dies übrigens bereits E. BAUMBERGER im Geologischen Führer der Schweiz (Lit. 1) angenommen hat.

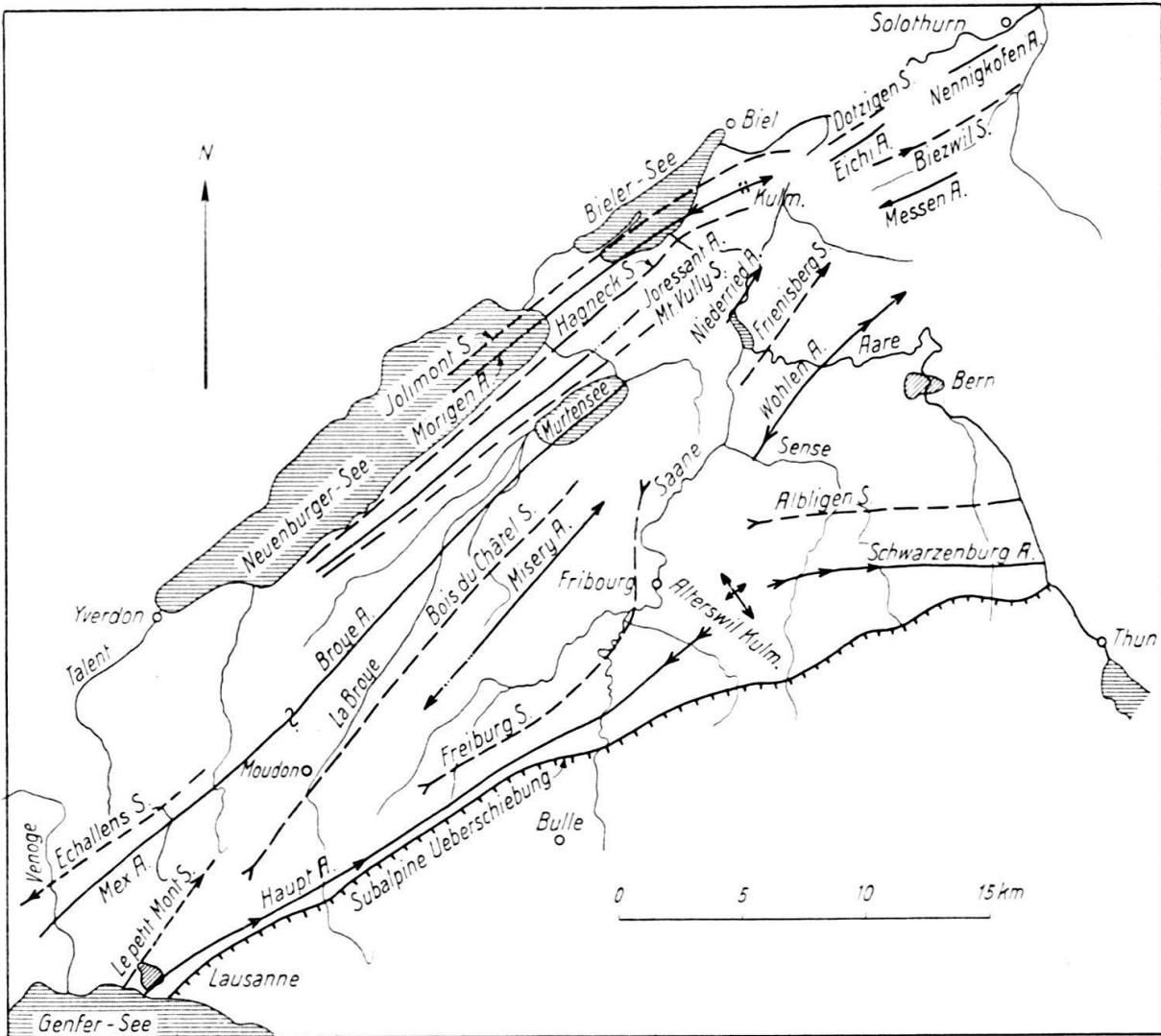


Fig. 1. Tektonische Karte der Molasse der Westschweiz (entworfen 1938)

Ca. 2 km SW der Bohrung von Servion, welche 80 m Burdigalien angetroffen hat, lässt sich in den Burdigalienschichten ein deutliches Ansteigen der Antiklinalaxe nach SW beobachten; es hält vermutlich bis nach Lausanne an, wo die Kern-Umbiegung der Hauptantiklinale im Chandelardbach prachtvoll aufgeschlossen ist.

N der Hauptantiklinale verläuft die Freiburg-Synklinale, welche sich von Villaraboud über Corpataux-Freiburg bis Cordast verfolgen lässt. Vom breiten Synklinalboden dieser Synklinale steigen die Schenkel mit 3—5° auf. Auf einer Länge von 12 km verläuft die Synklinalaxe mehr oder weniger dem Saanelauf parallel, so dass ein Zusammenhang zwischen der Richtung des Saanelaufs und

der Tektonik augenscheinlich ist. Unter dem Einfluss der Alterswil-Kulmination dreht die Freiburg-Synklinale bei Freiburg nach N ab.

Von Freiburg steigen die Burdigalienschichten nach NW zur Misery-Antiklinale auf, welche Aufwölbung bereits GILLIÉRON erkannt hat. Im Axialgebiet treten Aquitanschichten zu Tage. Die Kulmination ist nicht bekannt. Die Schenkelneigungen betragen 3—5°. Die Misery-Antiklinale besitzt eine Länge von 25 km. In NE-Richtung taucht die Antiklinale N Cournillens unter; in SW-Richtung N Romont. Die Auflösung der Freiburg-Synklinale und der Misery-Antiklinale in SW-Richtung ist durch das Schmälerwerden des Molassebeckens gegen Genf bedingt.

3 km NW der Misery-Antiklinale verläuft die Bois du Châtel-Synklinale, welche sich bei Bressonnaz bei Moudon und im Arbognebach E Payerne sehr gut beobachten lässt. Der Bois du Châtel ist ein Synklinalberg mit Burdigalienkappe; an dessen Ende erlischt die Synklinale auf gleicher Höhe wie die Misery-Antiklinale. Gegen den Jorat zu lässt sich die Bois du Châtel-Synklinale bis Ropraz deutlich verfolgen. Dann verbreitert sich der Synklinalboden zu einer mit 3—4° nach NE fallenden Schichtplatte. Erst bei der scharfen Umbiegung des Talentbaches S Froideville ist wieder eine deutlich ausgebildete Synklinale vorhanden, die auch im Valeyrebach E Le petit Mont beobachtet werden kann. Ich habe sie Le petit Mont-Synklinale genannt (Lit. 9). A. BERSIER (Lit. 3) nennt sie nun Chalet de la ville-Synklinale. Die Le petit Mont-Synklinale ist ebenfalls flach gebaut und zeigt Schenkelneigungen von 3—5°.

In einem Abstand von 3—4 km verläuft NW der Bois du Châtel-Synklinale die Broye-Antiklinale, welche sich aus den gegen die Talmitte aufsteigenden Aquitanienschichten beiderseits des Broyetales ergibt. N des Murtensees tritt die bereits früher beschriebene Synklinale de Mt. Vully auf (Lit. 8). Vielleicht setzt sich die Broye-Antiklinale in der bei Niederried beobachteten Niederried-Antiklinale fort.

Die Antiklinale von Mex N Lausanne setzt sich vermutlich in der Broye-Antiklinale fort. Die Synklinale von Echallens ist vorläufig nur bis zur Venoge bekannt. Durch das Ansteigen der Antiklinale von Mex vom Talent bis zur Venoge kommt W der Chamberonne das Chattien zum Vorschein, Auf der Linie Lausanne-Mex hat der SE-Schenkel dieser bedeutenden Antiklinale eine Breite von 7 km.

Ein Blick auf die tektonische Karte der Molasse der Westschweiz, wie sie im Geologischen Führer der Schweiz niedergelegt ist, zeigt, dass durch die neuen Untersuchungen mancherlei Forschungsergebnisse gewonnen worden sind, wovon die Alterswil-Kulmination wohl die bedeutendste Entdeckung darstellt. Die neue tektonische Karte der westschweizerischen Molasse weist zufolge der zahlreichen Falten und Mulden ein sehr belebtes Bild auf; für den bis anhin gebrauchten Ausdruck „Molasseplateau“ bleibt wohl keine Berechtigung.

Neuerdings ist von A. BERSIER (Lit. 3) versucht worden, die Falten und Mulden der westschweizerischen mittelländischen Molasse als unbedeutende „gondolements locaux“ hinzustellen. Meines Erachtens durchaus zu Unrecht, handelt es sich doch um klar erkennbare tektonische Elemente von bedeutender Längserstreckung. Vom praktischen Standpunkte ist die Bedeutung der flachen Molassefalten um so weniger zu verkennen, als die neuen Forschungen erweisen, dass in der alpennahen Zone der mittelländischen Molasse steiler gefaltete Oligozän-schichten vorhanden sind.

Zum Schluss möchte ich auf die Einwendungen von A. BERSIER gegen meine Darstellung der tektonischen Karte der Gegend N Lausanne zu sprechen kommen.

BERSIER behauptet, dass die Antiklinale von Mex bereits von MORLOT in seiner „Etude géologique du Pied du Jura vaudois“ (Lit. 10) erwähnt und später von W. CUSTER (Lit. 5) kartiert worden sei. Indessen nennt CUSTER die Arbeit von MORLOT nirgends. Die Synklinale von Echallens und die Antiklinale von Mex sucht man vergebens auf CUSTER's Carte géologique du Jura vaudois et du Jorat 1:100000 und auf seinen Profilen durch die Molasse 1:25000. Auch auf dem Übersichtskärtchen 1:200000 des geologischen Atlasblattes Mont-La Ville-Cossonay sind diese Strukturen nicht eingezeichnet. Die Synklinale von Le petit Mont ist keine lokale Wellung; lässt sie sich doch noch 6 km NE von Le petit Mont an der Umbiegung des Talent S Froideville sehr deutlich erkennen.

Der zwischen der Antiklinale von Mex und der Hauptantiklinale gelegene Mont Jorat ist unzweifelhaft ein Synklinalberg, gebildet durch die Schenkel der Synklinalen von Le petit Mont und Bois du Châtel (von A. BERSIER Synklinale Vucherens-Moudon genannt). Das Auftreten eines breiten, axial gegen SW aufsteigenden Synklinalbodens spricht durchaus nicht gegen das Vorhandensein einer bedeutenden Synklinale. Vermutlich dürfte zwischen der Hauptantiklinale und Froideville eine tektonische Komplikation (Bruch?) vorkommen, was aber den Synklinalcharakter des Joratgebietes nicht in Frage stellen kann.

Auf Grund meiner Terrainaufnahmen und Profile muss ich daran festhalten, dass A. BERSIER zufolge Nichtberücksichtigung der Molassestrukturen bei der Profilzeichnung eine viel zu grosse Molassemächtigkeit erhält, welche auch im Gegensatz zu den seismischen Forschungen steht. Nach WANNER (Lit. 11) beträgt die Molassemächtigkeit bei Moudon ca. 2600 m. Auf Grund der vorzüglichen Resultate, welche heute bei Mächtigkeitsbestimmungen durch seismische Methoden erzielt werden, ist das ungünstige Urteil von A. BERSIER über den Wert der seismischen Methoden abwegig. Da bei Zürich die seismisch ermittelte Molassemächtigkeit mit der geologisch errechneten übereinstimmt (Lit. 12), ist mit gutem Grunde anzunehmen, dass die Molassemächtigkeitsbestimmung bei Moudon mit 2600 m ebenfalls annähernd richtig ausgefallen ist. Eine Verdoppelung der Molassemächtigkeit von Moudon bis zur Hauptantiklinale ist durchaus unwahrscheinlich. Ich halte deshalb nach wie vor daran fest, dass die von A. BERSIER konstruierte Molassemächtigkeit von 5000 m im Gebiet der Hauptantiklinale stark übersetzt ist.

Was die Kritik von BERSIER an meiner Interpretation der Stratigraphie der Bohrung von Servion betrifft, so möchte ich darauf aufmerksam machen, dass im untersten Teil der Bohrung Gesteine gefunden worden sind, welche lithologisch absolut identisch sind mit Proben, welche in dem auch von A. BERSIER als chattisch aufgefassten Gesteinsgebiet der Sorge gewonnen worden sind.

Auf den Hinweis von A. BERSIER, dass es vor allem gelte, die Stratigraphie der Molasse aufzuklären, möchte ich betonen, wie sehr bis anhin die Tektonik der westschweizerischen Molasse vernachlässigt worden ist. Die Resultate meiner Untersuchungen zeigen wohl deutlich, dass das strukturelle Bild der Molasse zwischen Lausanne und Bern in mancher Hinsicht abgeklärt und bereichert werden konnte.

Literatur.

1. BAUMBERGER, E.: Geol. Führer der Schweiz, Fasc. 1, Basel 1934.
2. BECK, P.: Über den Mechanismus der subalpinen Molassetektonik, Ecl. geol. Helv. Vol. Nr. 2, 1946.
3. BERSIER, A.: Remarque sur la tectonique du Jorat, Ecl. geol. Helv. Vol. Nr. 2, 1942.
4. CUSTER, C.: Etude géol. du Pied du Jura vaudois, Beitr. z. Geol. Karte d. Schw., 59. Lief., Bern, 1928.

5. CUSTER, C.: Blätter Mont-la Ville-Cossony des geol. Atlas der Schweiz, 1935.
6. FRASSON, B. A.: Molasse und Quartär in der Umgebung von Schwarzenburg, Ecl. geol. Helv. Vol. 38, Nr. 2, 1946.
7. GILLIÉRON, V.: Description des territoires de Vaud, Fribourg et Berne, Beitr. z. geol. Karte d. Schw. Nr. 18, 1885.
8. KOPP, J.: Die Tektonik des Wistenlacher Berges, Ecl. geol. Helv. Vol. 28, Nr. 2, 1935.
9. KOPP, J.: Geologische Beobachtungen im Gebiet nördlich Lausanne, Ecl. geol. Helv. Vol. 34, Nr. 2, 1941.
10. MORLOT, A.: Ebauche d'une coupe du bassin de la Molasse de Clarens à Pompaples, 1853 in E. Kissling: Die schw. Molassekohlen westlich der Reuss, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, geot. Serie, II. Lief., 1903.
11. WANNER, E.: Über die Mächtigkeit der Molasseschicht, Vierteljahrsschrift der Nat. Ges. Zürich, Bd. LXXIX, 1934.
12. WANNER, E.: Die Erdbebenherde in der Umgebung von Zürich, Ecl. geol. Helv. Vol. 38, Nr. 1, 1945.

17. — J. KOPP (Ebikon): **Die Vergletscherung der Rossberg-Nordseite.**
Mit 1 Textfigur.¹⁾

Die Neuaufnahme des Rossberggebietes (Kt. Zug) hat neben stratigraphischen und tektonischen Resultaten auch in glazial-geologischer Hinsicht neue Erkenntnisse gebracht.

Auf der geologischen Vierwaldstätterseekarte hat E. BAUMBERGER, in Anlehnung an die Darstellung auf der geologischen Karte 1:100000, in den Tälern auf der Nordseite des Rossbergs Gehängeschuttmassen eingezeichnet. Neu ist seine Feststellung eines Lokalmoränenwalles im „Gehängeschutt“ des Urzlenbodens N des Wildspitz.

Die Neukartierungen auf Grund von Übersichtsplänen 1:10000 hat nun ergeben, dass in allen Tälern auf der Nordseite des Rossbergs ausgedehnte Lokalmoränen mit viel Nagelfluhblockmaterial vorhanden sind, welche bis hinunter ins Hürital die tiefsten Talrinnen fast ganz ausfüllen. Typische Grundmoränenaufschlüsse, wie sie in den Bächen des Urzlenbodens und im alten Bann bei Pt. 975 auftreten, zeigen, dass es sich hier nicht um Gehängeschutt handeln kann, wie frühere Beobachter angenommen haben. Das massenhafte Auftreten von Nagelfluhblöcken im untern Hürital und seinen südlichen Seitentälern muss mit Lokalmoräne in Beziehung gebracht werden, denn die Talhänge dieses Gebietes weisen nur dünne, weit auseinander liegende Kalknagelfluhbänke auf, welche unmöglich die Nagelfluhblockmassen der Talrinnen geliefert haben können. Übrigens besteht ein grosser Teil der Blockmassen aus bunter Nagelfluh, welche nur im oberen Rossberggebiet ansteht.

In den Tälern der Rossberg-Nordseite gelang es, an manchen Stellen deutlich ausgebildete Moränenwälle festzustellen, so NW der Alp Hürital in 1090 bis 990 m Höhe, unterhalb Urzlenboden ein Endmoränenwall bei ca. 1000 m Höhe, im Tal von Unter-Rossberg mehrere Wälle auf beiden Talseiten von 1140—1080 m und ein Endmoränenwall bei 1110 m Höhe. Unter dem Rossberggrat, zwischen Gnippen und Leiterfluh, treten karartige Mulden auf, welche im untern Teil mit Grundmoräne ausgefüllt sind.

¹⁾ Veröffentlicht mit Zustimmung der Geologischen Kommission. S.N.G.

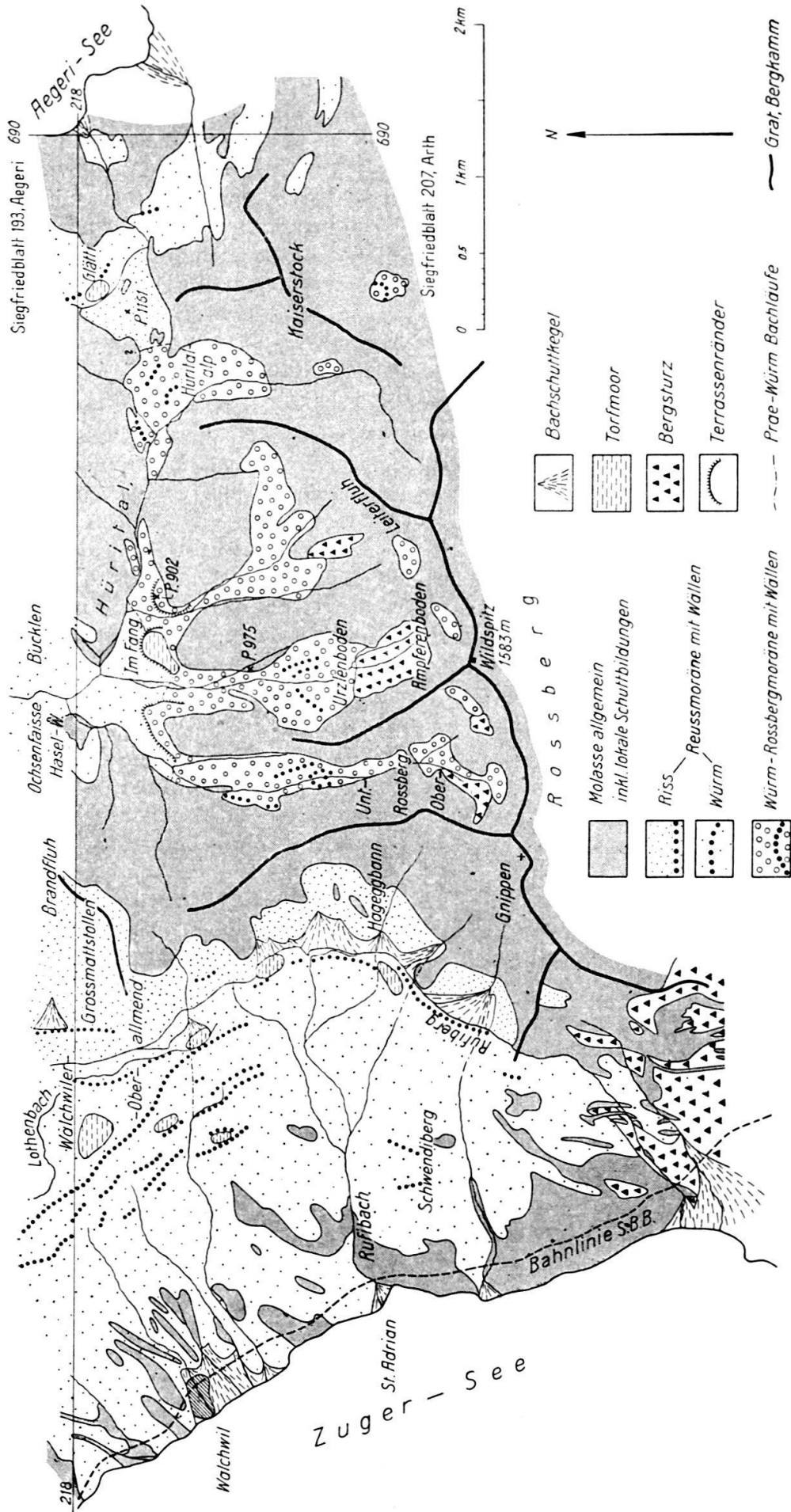


Fig. 1. Geologische Karte der Rossbergnordseite.

Kleinere Bergstürze wurden N der Leiterfluh, zwischen Ampferenboden und Urzlenboden sowie W Ober-Rossberg beobachtet. Die Ausbruchsnische dieses Bergsturzes liegt NE Ober-Beichli. Hier handelt es sich um einen Schlipf-sturz, bei den andern Bergstürzen um Abbrechen grösserer Nagelfluhbänke.

Im untern Hürital reichen die Rossbergmoränen bis ca. 900 m herab; in tieferer Lage stösst man auf Reussmoräne aus der Würm-Eiszeit mit viel Kalkgeröllen. Aus teilweise mit Torfmoor bedeckten Terrassen im untern Hürital bei Im Fang, oberhalb Schlüsselbach und bei Pt. 902 geht hervor, dass der aus dem Ägeriseetal ins Hürital eindringende Reussgletscher bei seinem Höchststand die Rossberggletscher gestaut hat. Auf andere Weise lassen sich die Terrassenbildungen nicht erklären. Am Ausgange des Hüritales sind die Hänge von Bucklen und Ochsenfaisse bis auf 930 m Höhe ganz von Reussmoräne bedeckt; an der Strasse bei Haselwald findet sich eine Kiesgrube in Reussmoräne.

Rissmoräne und Risschotter des Reussgletschers bilden die bewaldete Kuppe der Brandfluh und des Grossmattstollens, wie die geologische Karte 1:100000 richtig angibt. Indessen lassen sich weiter südlich im Gebiet des Rufiberges ebenfalls Rissmoränen des Reussgletschers nachweisen. Es handelt sich in der Regel um kleingeröllige, stark verwitterte Moräne mit viel weniger Nagelfluhblöcken als in der Würmmoräne des Reussgletschers. Solche Rissmoränen wurden rechtsseitig des Rufibaches bei Vorderboden, Dürrenboden, Hageggban und Lothenbach beobachtet. Bei Pfaffenboden W des Grossmattstollens, findet sich in 1030 m Höhe ein schwach ausgeprägter Rissmoränenwall. Als Rissmoräne fasse ich auch die Moränenablagerungen N der Alp Hürital in der Umgebung von Pt. 1161 auf.

Einige neue Resultate hat auch die Aufnahme der Reuss-Würmmoränen zwischen Walchwil und Rufiberg, sowie derjenigen am Hang des Aegerisee-Tales N des Kaiserstocks ergeben. Bei Glätti NE der Hürital Alp wurde ein wohl ausgebildeter Reussmoränenwall mit dahinterliegendem Torfmoor in einer Höhenlage von 1010 m entdeckt; der Wall gehört dem Würmmaximum an. Auf Grund dieses Wall-Vorkommens und des Auftretens eines deutlichen Walles des Würmhöchststandes bei Mostelberg in 1193 m Höhe NW des Hochstuckli können wir das Gefälle des Aegeri-Reussgletschers im Würmmaximum genau rekonstruieren. Von Mostelberg²⁾ bis ins Hürital ergibt sich ein Gefälle von 280 m; das macht bei einer Strecke von 8 km 2° aus.

Im Gebiet zwischen St. Adrian und Rufiberg konnten bei Schwendiberg zwei Wallmoränen des Reussgletschers in 820 m und 750 m Höhe beobachtet werden. Das massenhafte Auftreten von Nagelfluhblöcken in den Moränenablagerungen zwischen Rufiberg und St. Adrian deutet darauf hin, dass hier eine auf den Reussgletscher niedergestürzte Bergsturzmasse deponiert worden ist³⁾.

Die auf der Rossberg-Nordseite gemachten Feststellungen über eine starke Lokalvergletscherung zur Würmeiszeit decken sich mit Beobachtungen in andern Gebieten des Alpenrandes mit ähnlicher Höhenlage, wie z. B. der Schwarzflühli-

²⁾ Die Wallmoräne von Mostelberg ist auf der geologischen Vierwaldstätterseekarte nicht angegeben.

³⁾ In einer früheren Veröffentlichung (J. KOPP, Die Bergstürze des Rossberges, Ecl. geol. Helv. Vol. 29, Nr. 2, 1936) ist das Blockmoränengebiet zwischen St. Adrian und Rufiberg als Bergsturz vom Gnippen NW Hang aufgefasst worden; nachdem bei Mitteberg und anderorts durch Strassenbau Moräne mit Kalkgeröllen aufgeschlossen worden ist, muss diese Darstellung berichtigt werden.

Nordseite S des Eigentales bei Luzern. Der Umstand, dass im Nagelfluhgebiet Gehängeschutt von Moränen mancherorts recht schwierig zu unterscheiden ist, hat die früheren Beobachter, denen die neuen Aufschlüsse durch Waldstrassenbauten fehlten, verleitet, die Blockschuttmassen der Rossberg-Nordseite irrtümlich als Gehängeschutt aufzufassen.

18. — M. M. BLUMENTHAL (Ankara): **Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tektonischen Grundzüge.** Mit 1 Textfigur.

Zwischen 1942 und 1946 erschien die neue geologische Übersichtskarte der Türkei 1:800000 in 8 Blättern (Blattverteilung siehe Tafel I)¹⁾. Es liegt eine Kompilation aus jüngsten Neuaufnahmen der Geologen und Ingenieure des M.T.A.-Instituts in Ankara und aus älteren Einzelbeobachtungen nebst Mitteinbezug der Darstellung benachbarter Länder vor. (Zeichnerische Herstellung von Dr. E. LAHN.) Die Grösse des Gebietes (Türkei ca. 780000 km²), die beschränkte Zahl der Mitarbeiter und die Ungleichheit der Aufnahmen bedingen ein vorläufiges Übersichtswerk, dessen Vervollkommnung und demnächstige Aufteilung in Einzelblätter (1:100000) im weiteren Arbeitsplan liegt. Eine summarische Durchsicht der einzelnen Blätter innerhalb türkischem Gebiet und kurze Koordination auf tektonischer Grundlage folgt hierbei.

Das „Blatt Istanbul“ (1942, „Note explicative“ erschienen 1944) umfasst den nordwestlichsten Teil des Landes beiderseits des Marmara-Meeres. Diese eigentliche Landbrücke zwischen Europa und Asien zeigt im NW, auf der thracischen Seite der Meerengen, das durch die Istranca nach dem Bosphorus zustreichende Endstück des kristallinen Grundgebirges des anschliessenden Balkan. Demselben gliedert sich längs der Schwarzmeerküste die Kreideflyschzone mit ihren ausgedehnten andesitischen Effusiva an. Über dem genannten, wohl präkambrischen Grundgebirge setzt beiderseits des Bosphorus die silurisch-devonische Schichtfolge ein, deren Stratigraphie PAECKELMANN klargelegt hat; diese Basis wird weiter nach E von Trias (alpine Fazies), Kreide und Eozänflysch überdeckt.

Diese für Thracien und NE-Anatolien randständigen Gebirge enthalten in der Istranca altpaläozoische Faltung; in den Aussenzonen ist es alpine Faltung, deren Strukturelemente nach NE und N gekehrte Vergenz aufzeigen. Überschiebungen sind besonders von der Nordküste, beiderseits des Bosphorus bekannt (bei Sile liegt nach PARÉJAS & BAYKAL Kreide über Nummulitikum geschoben; bei Zeke-riyaköy nach CHAPUT & HOVASSE liegt Devon auf Senon). Bezeichnend ist auch die N-S ausgerichtete Faltung paläozoischer Strukturelemente auf der Ostseite des Bosphorus, was hier die anderwärts sonst nicht gewöhnliche schroffe Diskordanz zwischen alpiner und präalpiner Richtung hervorhebt.

Eine in Thracien weiter einwärts gelegene Einheit ist durch das Massiv der Rodope gegeben. Der Raum zwischen diesem alten Zwischengebirge und der Istranca wird durch das junge Neogenbecken des Ergene-Meriç eingenommen (Aquitaniens-Tortonien, Pliozänkonglomerate). Höheres Neogen liegt flach im nördlichen Abschnitt, während die südlicheren Strukturelemente sich zu einer

¹⁾ Herausgeber der Karte ist das «Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü» (abgek. M. T. A.) in Ankara («Institut d'Etudes et de recherches minières»; «Lagerstättenforschungs-Institut»). Der Gesamtpreis der Blätter beträgt 10 türk. Pfund.

nordwärts gekehrten Bogenschar („virgation libre“) anordnen, wie dies E. PARÉJAS gezeigt hat, und noch Oligozän- und weiter südlich Eozänfölysch einbeziehen.

Der thracisch-bithynische Komplex ist von dem weiter südwärts anschliessenden anatolischen Festland, dem auch die die Dardanellen im NW besäumende Halbinsel Gelibolu anzugliedern ist, durch Längsverwerfungen geschieden; ihre komplexen Ausweitungen bestimmen den jungen Einbruch des Marmara Meeres und seiner Divertikel. Südwärts der SW bis WE streichenden Störungen tritt man in das paläozoisch-kristalline Grundgebirge über, welches das nordägäische SW-NE-Streichen aufweist und mit seinem westlichen Abschnitt die Halbinsel Canakkale (die „Troas“) aufbaut. Ausgedehnte Flächen kristalliner Schiefer bergen Granit, alte Gröngesteine und Marmore und als jüngerer Paläozoikum ist von Balya oberes Karbon und Perm, gefolgt von höherer Trias, bekannt. Tektonisch lässt sich das Gebiet als eine Aufeinanderfolge verschiedener Grundfalten (plis de fond“) auffassen, innerhalb welcher jüngere Sedimentstreifen örtlich eine südöstliche Vergenz aufzuweisen scheinen. Nach NE zu finden die Strukturelemente der Canakkale-Halbinsel teils am Marmara-Einbruch, teils an den von Neogen erfüllten Einbruchbecken des Manyas- und Apolyont-Sees ihr Ende, setzen jedoch wieder ein in den Küstenketten östlich von Bandirma und in der Yalova-Halbinsel.

Im SE-Abschnitt umfasst das Kartenblatt die kristallin-paläozoischen Gebirge, welche als weiter abliegende Umrandung des alten inneranatolischen Zwischengebirges, des Menderes Massivs, gelten können. Vereinzelt Granitbatholite durchsetzen diesen Raum; sie sind, wie z. B. der Granitstock des Uludağ südöstlich Bursa von karbonischem Alter und haben in den sie bergenden Schieferserien einen Kontakthof geschaffen (WIJKERSLOOTH); einer etwas älteren Phase gehören die dem Paläozoikum eingeschalteten Gröngesteine (Diabase und ihre Tuffe) an, die im Kontakthof der Granite sich zu Glaukophan- und Epidotschiefern umgewandelt haben.

Jungtertiäre (vorwiegend neogene) Sedimente füllen die Senkungsgebiete, welche ihrerseits eine gewisse Anlehnung an die Hauptstreichrichtungen aufweisen; sie stören im Kartenbilde durch ihre grosse Ausbreitung das Erkennen der tektonischen Zusammenhänge. Hauptsächlich an diese Zonen sind auch die jungen Effusiva gebunden; in ihrer Aneinanderreihung und Ausbreitungsform bekunden diese auch eine leichte Anlehnung an die Hauptstreichrichtung; Andesite wiegen vor (besonders im Miozän), Rhyolithe und Dacite sind eher vorangehend, Basalte nachfolgend.

Das **Blatt Izmir** (1942, „Note explicative“, erschienen 1944) schliesst nach S an das vorerwähnte an und begreift nebst den ägäischen Inseln (Dodekanes) das südwestanatolische Festland in sich, soweit dieses sich um das Menderes-Massiv gruppiert. Das zentrale tektonische Element ist durch die schon von A. PHILIPPSON definierte lydisch-karische Masse (in der Türkei nunmehr als Massiv des Menderes bezeichnet) bestimmt. Seine Kernpartie beiderseits des Büyük Menderes enthält hochmetamorphe Schiefer; Ortho- und Paragneise, Glimmer- und Granatglimmerschiefer, Disthen und Staurolith führende Schiefer, Amphibolite und auch Granite und Diorite setzen dasselbe zusammen; mehr phyllitische Zonen folgen nach aussen zu. Für eine Interpretation, nach welcher dieser kristalline Komplex als eine penninische Zone aufzufassen wäre (KOBEL), konnten keine Anhaltspunkte gefunden werden; er wird als ein hochgekommenes Zwischengebirge betrachtet, um welches sich eine Randzone paläozoischer Formationen (Phyllite) herumlegt; datierte Stufen (Devon, Karbon) sind hauptsächlich nur auf den ägäischen Inseln erkannt. Jüngere Formationen (mesozoische Kalke, Kreidefölysch) gewinnen auf der Breite von Izmir (Smyrna) einige Bedeutung.

An den Zwischengebirgs-Komplex schliesst sich nach S zwischen Acigöl (See) und Mandalye-Bucht der Südoststamm des alpinen Orogens (Dinariden) an; er ist vertreten durch den westlichsten Sektor des Taurus-Systems, das hier dem Ostflügel des Bogens der Helleniden angehört und auch etwa als lykischer Bogen bezeichnet wird. Sein innerster Abschnitt kommt mit dem Aussenrand des Menderes-Massivs überein, längs welcher Zone die Einwurzelung der mesozoische und tertiäre Schichtserien umfassenden Deckschuppen (?) des hiesigen Tauridenabschnittes anzunehmen ist. Das Mesozoikum ist durch Sammelserien („séries compréhensives“) vertreten, die teils in kontinuierlicher Folge von der Trias bis ins Eozän hinaufzureichen scheinen (Tripolitza-Serie PHILIPPSON's); im übrigen ist eine befriedigende Klarlegung der tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse in diesem Gebiet noch nicht erreicht.

Einen grossen Raum nehmen im Hinterland der Buchten von Kerme und Fethiye paläogene Formationen ein. Nach aussen gekehrte Schuppen mit Anteilnahme kretazischer Schichtglieder sind örtlich erkannt worden; grössere Massen ophiolithischer Gesteine im Verband mit kretazischen und eozänen Sedimenten haben weite Verbreitung.

Die postparoxysmalen, neogenen Sedimente füllen Einbruchs- und Senkungs-zonen und finden sich in weiter Verbreitung in der Ostumrandung des Menderes-Massivs; auch greifen sie von der ägäischen Bruchküste her weit in dasselbe hinein.

Noch bleibt hervorzuheben, dass innerhalb des Blattes Izmir die geologische Darstellung sehr weitgehend auf älteren Aufnahmen (PHILIPPSON u. a.) beruht und neuere eingehendere Arbeiten erst im Gange sind.

Das **Blatt Ankara** (1942) reicht vom Meridian von Adapazar im W. bis zum Meridian von Merzifon im E und umschliesst gegen S zu noch einen ansehnlichen Teil des inneranatolischen Hochlandes (bis zum Tuz Gölü); somit streicht in den nördlichen Abschnitt des Blattes die Fortsetzung der pontisch-nordanatolischen Gebirgszüge, die sich aus den vorerwähnten Halbinseln am Marmarameer und angrenzend südlichen Strecken entwickeln.

In grösserer Breite setzt in der Schwarzmeer-Küstenregion die weiter westlich nur in schmalerem Streifen vorhandene pontische Zone ein. Ihre Kenntnis ist neuerdings durch die Arbeiten von ARNI gefördert worden. Paläozoische Kerne unter einer mächtigen Kreidefolge treten an der Küste von Ereğli-Zonguldak-Amasra zutage und führen neben Devon besonders das produktive Karbon (Ereğli); weiter westlich gelegene paläozoische Aufbrüche zeigen teils ein ungliedertes tieferes Paläozoikum, teils fossilführendes Mittel- und Oberdevon (Camdağ). Perm besitzt verschiedentlich Rotliegendfazies. Die tiefere mesozoische Schichtfolge ist mit Juraflysch vertreten (südlich Inebolu). Untere Kreide ist durch Faltungsdiskordanz von mittlerer Kreide (Cenomanflysch) geschieden, die obere Kreide ist vorwiegend flyschartig und flächenhaft am meisten hervortretend; andesitische Effusiva sind ihr eingeschaltet.

Südlich und im Grenzsäum unter der pontischen Kreide zutage kommend, folgt innerhalb eines breiten Landstriches eine Formationsgruppierung, die zur nordanatolischen Zone zusammengefasst werden kann. Das alte Grundgebirge ist hier zu ausgedehnten Massiven emporgestaut, welche im Laufe der geologischen Entwicklung tektonisch und faziell merkbar richtunggebend waren. Fasst man in die nordanatolische Zone das ganze Land bis zu den inneranatolischen Neogenflächen zusammen, so lässt sich dieselbe in zwei Abschnitte aufteilen; als trennendes Glied dient eine stark gestörte Strecke, welche auf bedeutende Erstreckung sich auch als Tallinie kundgibt; dies ist die von NOVACK und SALOMON-CALVI als

„paphlagonische Narbe“ bezeichnete tektonische Linie, die freilich nicht „einspurig“ verläuft und komplexer Natur ist.

Im nördlichen Abschnitt der nordanatolischen Zone repräsentiert der vom Referenten als Ilgaz-Massiv umschriebene Grundgebirgskomplex eine prägnante und ausgedehnte Hochzone, um welche sich die jüngeren Formationen herumlegen oder auf deren Rücken sie in teils komplizierter Faltung örtlich hinaufgreifen. Schwarzgrüne Schiefer, Grauwacken, Phyllite, Grüngesteine und Marmore gehören zu den Hauptgesteinstypen des Grundgebirges; das vorhandene Paläozoikum enthält Fusulinenkalke (Perm), dürfte aber zur Hauptsache tiefer als Karbon einzuordnen sein. In den jüngeren Randsedimenten ist hauptsächlich Oberkreide, teils in Gosaufazies, vertreten; Lutétienflysch ist transgressiv; im absinkenden Westende des Ilgaz-Massivs ist Jura-Unterkreide durch eine mächtige Plattenkalkserie vertreten, die mit senoner Hippuritenfazies abschliesst.

Anschliessend nach W nimmt eine analoge Lage die alte Masse des Bolu-Massivs ein, welche weiterhin über die paläozoisch-kristallinen Bergzüge von Düzce und Geyve mit der vom Blatt Istanbul erwähnten paläozoischen Hochzone der Yalova-Halbinsel in Zusammenhang steht. Neben den kristallinen Schiefen treten im Bolu-Massiv besonders Diorite und Amphibolite in den Vordergrund. Bolu- und Ilgaz-Massiv besitzen eine Tendenz zu südlicher Asymmetrie, während in zwischenliegender Jura-Kreidezone die Nordvergenz deutlich ist.

Der südliche Abschnitt der nordanatolischen Gebirge, gelegen im S der markanten Tallinie des Devrez Çay und der neogenen Beckenreihe Tosya-Çerkeş wird im östlichen Teil des Ankara-Blattes vorwiegend von einer mächtigen eozänen Flyschserie aufgebaut, die, auf zwei Längszonen verteilt, einem Kreide (Jura)kern aufliegt. Von dem SW-Sporn des Ilgaz-Massivs dürfte sich in SSW-Richtung eine Verlängerung loslösen, die dann weiter südlich in dem alten Rücken des Elmadag s. l. bei Ankara auf längere Erstreckung wieder kräftiger auftaucht. Im NW des paläozoischen Elmadag-Spornes dehnt sich die flächenweite „galatische Andesitdecke“ und in ihrem Westrand erscheint die Kreide der Region von Göynük-Mudurnu in vorwiegend mergeliger Flyschfazies.

Östlich und westlich des Elmadag-Spornes greifen die jungen Tertiärbecken Inneranadolien nach N; im westlichen Raum ist es vorwiegend lakustres Miozän (Burdigalien-Helvétien). Im östlichen Raum finden sich marine oligozän-aquitane Sedimente verbreitet (Mergel-Gypsformation). Diese auf weite Strecken vorwiegend subhorizontalen Sedimente gehen in Randlage in mehr ausgeprägte Faltung oder steilere Aufbiegung über.

Östlich, auf der Breite von Ankara, heben sich ausgedehnte Grundgebirgsrücken (kristalline Schiefer, Marmore, Granit) aus den Tertiärflächen; sie suchen Anschluss nach NE an das Grundgebirgsgerüst nordanatolischer Ketten (Akdamadeni). Es liegt ein Massiv von Zwischengebirgscharakter vor, wie ein solches an der ägäischen Küste schon namhaft gemacht wurde; es wird als das Halys-Massiv bezeichnet.

Das **Blatt Konya** (1944) enthält zwei zueinander recht unterschiedliche Gebietsteile: in seinem nördlichen Abschnitt befindet sich das lykaonische Neogenbecken, durchsetzt von einzelnen paläozoischen Inselbergen und im E angefüllt von den jungen Vulkaniten des Hasan-Melendiz Dağ; durch den südlichen Abschnitt hingegen schwingt sich der Bogen des südanatolischen Taurus, der sich aus der Gegend von Afyonkarahisar bis über den östlichen Blattrand jenseits des Durchbruchtales des Çakit Çay erstreckt.

Beginnen wir eine ganz flüchtige Durchsicht auf der Innenseite des Bogens. Die Abgrenzung des Taurus-Systems gerät hier in ein gewisses Dilemma, indem

orographische und tektonische Gesichtspunkte der Abgrenzung sich nicht decken. Orographisch ist der Innenrand des West-Taurus (= Westflügel des Gesamtbogens) durch die Kette des Sultan Dağ und seine südöstliche Fortsetzung bestimmt. Paläozoische Schiefer, Quarzite, Grauwacken und Marmore formen hier eine komplexe, asymmetrische Antiklinale; dem alten Unterbau liegt in Randlage eine wohl kretazische Kalkdecke auf; entsprechend südöstlichem Absinken wird dieselbe in dieser Richtung gebirgsaufbauend. Eine Hornsteinserie mit Ophiolithen liegt nächsthöher.

Teils innerhalb des Neogenbeckens, teils anschliessend an den eben erwähnten Taurusrand erstreckt sich eine Zone metamorpher Formationen, in welchen, mit Ausnahme tieferer kristalliner Gesteine (Emir Dağ usw. im NW), Marmore vorherrschend sind. Zugehörigkeit zur zentralanatolischen Masse ist im NW klar, gegen SE zu läuft jedoch dieses Marmorgebirge in den eigentlichen orographisch begrenzten Taurus über (Bolkar Dağ) und erweist sich dort in höheren Schichten als permisch. Diese „Zwitterstellung“ veranlasst uns, diese Zone als Subzone zwischen Tauridenbau und Zwischenmasse einzufügen (Ka in Tafel I).

In den eigentlichen Taurusbau tritt man im Seengebiet (Beyşehir-Suğla Gölü) über. Die tieferen metamorphen Schichten des Sultan Dağ machen Platz einem fossilreichen Paläozoikum; die typische korallen- und spiriferidenreiche Kalk- und Schieferfazies des Oberdevon und dunkle plattige Kalke des marinen Perm (Fusuliniden, Kalkalgen, besonders Mizzien) nehmen weite Längsstrecken ein. Lias besteht in eher bituminöser Kalk-(Dolomit-) und Schieferfazies. Oberjura ist stratigraphisch wenig erfassbar und es ist zweifelhaft, ob gewisse Schieferhornstein-Serien (mit Ophiolithen) wirklich dieser Formation zuzuzählen sind, zumal diese Fazies auch in der oberen Kreide vorkommt. Die Kreide ist im allgemeinen kalkig-nerithisch entwickelt und gewinnt, besonders nach oben, auch Flyschhabitus; Eozänflysch hat geringe Verbreitung.

In einem mittleren Sektor des West-Taurus, dessen Strukturelemente übrigens gegen SE (Karaman-Silifke) unter der zusammenhängenden Miozänüberdeckung verschwinden, ist ein ausgesprochener nach SW gerichteter Überschiebungsbau vorhanden. Eine Devon-Permokarbonserie (Hadimserie bzw. -decke) liegt auf einer Jura-Kreideserie, deren teils mächtige Liassedimente in der Hangendeinheit nicht gleichermaßen zurückkehren. Die Liegendserie spaltet sich in eine Anzahl von Schuppen auf, die, wie die Gesamttektonik, nach SW gerichtet sind und gewissermaßen gegen das in dieser Richtung folgende alte Massiv von Alanya anbränden. Am Göksu (Muzvadi) taucht das Äquivalent der Akseki-Schuppen (mit Nummulitenkalkkappe) tunnelartig unter die höhere Hadimserie (Devon) ab.

Um so auffälliger ist es bei dieser Disposition, weiter im NW (Beyşehir Gölü) Schuppungen, die gegen das Landesinnere (NE) gekehrt sind, zu finden, wie denn auch die Bauelemente, die den Bogen von Dinar beschreiben und nach SW in den lykischen Taurus überleiten, gleichfalls eine nach dem Innern gerichtete Vergenz aufweisen (PARÉJAS).

Besonderen Hinweis verdient noch der Ostrand des Kartenblattes, woselbst das Quer-Erosionstal des Cakit Çay (NW von Adana) den vollkommensten Aufriss durch das Gebirge gewährt. Von NW nach SE fortschreitend wölbt sich erst über einem innersten Vorbau von Paläozoikum mit Kreidekliffen die mächtige Falte des Bolkar Dağ, dessen intermediäre Stellung schon erwähnt wurde. Im absinkenden und nach NE schnell ausgehenden Endstück dieser Einheit ist Überschiebung nach NW deutlich. Gebirgseinwärts (SE) ist die Einheit des Bolkar Dağ durch die grabenartige Senke des Eçemiş-Korridors von den Bauelementen der cilicischen Zone (Aladağ, Karanfil Dağ) geschieden; diese Senke wird als eine von

postparoxysmalen, in einer Mittelzone flachgelagerten Oligozänsedimenten überdeckte Schuppungszone aufgefasst; gegen dieselbe drängen die Bauelemente des Aladağ an. Von diesen Bergen und über die von einem Kreidekalkrahmen umzogenen Devon-Karbon-Permaufbrüche der Gakit-Schlucht sucht die cilicische Zone Zusammenhang mit den tektonischen Gliedern der Serien von Akseki und Hadim im West-Taurus, dermassen den wohlausgeprägten Gebirgsbogen östlich Anamur (Bogen von Aksaz) bestimmend.

Als breitgespannter, flacher Dom (postparoxysmale, jungneogene Aufwölbung, Grossfalte) überspannt das Miozän im Meridian Silifke-Karaman die taurischen Einheiten, die Strecke umfassend, die auch mit einer transversalen Depression zusammenfällt; diese kann als Scheidezone zwischen West- und Ost-Taurus gewählt werden (beide zusammen den südanatolischen oder mediterranen Taurus zusammensetzend).

Mit dem Blatt „Sivas“ (1946) nehmen wir den Anschluss an die nordanatolischen Gebirge des „Blattes Ankara“ wieder auf und verfolgen dieselben nach E bis über den Meridian von Erzinean. Im W ist das Ilgaz-Massiv abgetaucht und über seinem Rücken gewinnt die pontische Zone an Breitenausdehnung, büst aber erst stark an Faltungsintensität ein. Östlich des unteren Yeşil Irmak setzen in ihr auf über 250 km aushaltende andesitische Eruptiva ein, innerhalb welcher granodioritische Enklaven eingestreut erscheinen.

Ein gegenüber dem Ostende des Ilgaz-Massivs nach S verlagertes paläozoisches Massiv gewinnt am Yeşil Irmak weite Flächen (Tokat-Massiv); mesozoische Sedimentkeile gliedern dasselbe. Eine mächtige uniforme Kalkdecke besäumt besonders den Nordrand bei Amasya und lässt hauptsächlich Unterkreide erkennen; Oberkreide ist verschiedentlich mit turon-senoner Gosaufazies vertreten. Längs dem mittleren Yeşil-Irmak (Zana) überschiebt in Nordrichtung diese Serie das nächstnördliche Paläozoikum des Taşlı Dağ, in welchem eine an permischen Fusulinenkalken reiche Serie auftritt. Beiderseits des genannten Flusslaufes ist der Lias nur sporadisch, aber oft mächtig vorhanden (Flyschfazies und auch „Ammonitico rosso“).

In die Strecke nördlich dieser paläozoischen Massive fallen die jungneogenen Becken der Suluova und von Havza. Durch letzteres und durch die anschliessend nach E einsetzenden Talabschnitte des mittleren Yeşil Irmak (Erbaa) und des Kelkit Çay streicht eine tektonisch bedeutsame Linie, die auch richtunggebend für die Täler war; es ist eine Dislokationslinie, längs welcher sich auch die seismische Aktivität der letzten Jahre (Erdbeben von Erzincan usw.) vollzog; ein Zusammenhang mit der Störungszone in der Berandung des Ilgaz- und Bolu-Massivs (Blatt Ankara-Istanbul) liegt auf der Hand. Einzelsegmente dieser Zone sowie die seismischen Ereignisse sind jüngsthin beschrieben in Arbeiten von E. PARÉJAS, H. N. PAMIR, M. BLUMENTHAL u. a.

In den Südrand des Bl. Sivas streicht auch das NE-Ende des südanatolischen Taurus, woselbst es zusehends verflacht (Uzunyayla, südlich Sivas). Das Gebirgssystem hebt neuerdings an zum ostanatolischen Taurus, woselbst der hohe Monzür Dağ (wahrscheinlich metamorphe Kreidekalke auf paläozoischer Basis) den Aussenrand gegen taurisches Vorland markiert.

Zwischen den taurischen Linien und den pontisch-nordanatolischen Zügen erscheint die zentralanatolische Masse immer mehr eingeengt und wird allmählich ganz eliminiert. Als östlicher, noch breiter ausladender und randlich noch etwas stärker gefalteter Neogenbezirk greift längs des oberen Kizil Irmak das Tertiärbecken von Sivas nach Osten vor.

Das Blatt „**Malatya**“ (1944) ist in seinem wesentlichen Teil ein Ausschnitt aus Taurusland, und nur seine SE-Hälfte gehört dem syrisch-arabischen Block an.

Im NW-Hinterland der Cukurova (Becken von Adana) kommt im Stromgebiet des Seyhan unter kalkig-massiger Oberkreide und flach bergwärts ansteigendem Miozän (mergelig-sandiges Tortonien, kalkig-litorales Helvétien–Burdigalien) das Paläozoikum der zentralen Zone des Ost-Taurus (Silifke–Feke) zum Vorschein. Es handelt sich um die gewöhnliche, nichtmetamorphe Schichtfolge von muschelreichen, gern eisenschüssigen Kalken, schwarzen und auch bunten Schiefern, massigen grauen Kalken, weissen Sandsteinen und Quarzitsandsteinen mit rostiger Kruste usw., eine Schichtfolge, die wir im Mündungsgebiet des Göksu verlassen haben. Obwohl Ober- und Mitteldevon die tiefsten sicher datierbaren Stufen sind, ist anzunehmen, dass besonders in mehr umgewandelten Horizonten auch tieferes Paläozoikum anwesend ist. Aufrechte, von Störungen durchsetzte Falten ziehen hier im Seyhangebiet nach NNE.

In Randlage zu dieser Zone liegt im W die Hauptkammlinie des Ost-Taurus, die Kette Aladağ-Bey Dağ (bis 3800 m). Eine Folge heller, meist massiger Kalke (Oberkreide vorwiegend) umfasst wohl die ganze mesozoische Schichtserie. Darunter erscheint im nördlichen Aladağ die dunkle Kalkfolge des Permokarbon, und gleiche Schichten, teils metamorph werdend, leiten in die Gebirge am oberen Seyhan und Ceyhan über. Eine prominente Ophiolithzone folgt von der cilicischen Küste (Mersin) dem Hauptkalkzug in seinem Ostrand auf mehrere 100 km. Der Baustil zeigt eher flache Wellungen, gehört aber als Ganzes im Aladağ westwärts gerichteten Überschiebungen an; Ost-Schuppung ist jedoch auch beobachtet worden.

Im Gebiet des oberen Ceyhan fügt sich an den Ost-Ast des südanatolischen Taurus der bogenförmig nach Iran überleitende ostanatolische Taurus mit seinem Kernteil an. Eine nunmehr metamorphe Permokarbon-Serie liegt kristallinen Schiefern auf und gewinnt südlich Malatya grosse Oberflächenverbreitung. Höhere Schichtglieder entsprechen so ziemlich jenen des Aladağ und leiten aus der Gegend von Andirin nach SW in die Inselberge der Cukurova (Misis-Berge) weiter; von hier geht der Zusammenhang in südwestlicher Richtung über Cypren-Nordkette (Karpas) nach der Bucht von Antalya. Es ist bezeichnend, dass nunmehr gegen den Aussenrand des Gebirges zu die Faltung auch prägnanter nach aussen (SE) gerichtet ist und in ihrer Hauptphase auch merklich jünger ist („post-burdigalien“ gegenüber posteoazän im Bolkar Dağ). Dies heben Überschiebungen in der Gegend von Andirin hervor, sowie die starke Faltung der miozänen Molasse in ihrem Vorland (Gegend von Maras)

Zwischen der Orontes-Mündung und dem „Knick von Maraş“ gliedert sich als äusserste Einheit an den Taurus noch die Kette des Hatay an. Ihr paläozoischer Kern trägt alpine Trias, Kalkkreide und Ophiolithika nebst transgressivem Eozänflysch. Ihre Fortsetzung liegt nach SW im südlichen Cypren (Trodos) und im NE stellen sich in scharfem Knick die Kreide und Eozänfalten der weiteren Umgebung von Maraş (Südvergenz) in ihre Fortsetzung. Bis in diese Gegend reichen von S her die Ausstrahlungen der Verwerfungen des syrischen Gharb, finden jedoch keine Fortsetzung innerhalb taurischer Ketten. Als ein Übergangsglied vom Taurus nach dem syrisch-arabischen Block haben die teils nur mehr flachwelligen Falten südwestlich Gaziantep zu gelten.

Das Blatt „**Erzurum**“ (1943), im NE des Landes gelegen, hat noch wenig genauere und flächenhaft ausgedehnte geologische Aufnahmen erfahren. Zu beträchtlicher Breite angewachsen und von Vulkaniten durchsetzt, streicht die pontische Kreidezone auf russisches Gebiet hinüber. Das Hochgebirge (über

Fig. 1. *Entwurf zu einer tektonischen Gliederung der Türkei*
durch M. M. BLUMENTHAL.

Is, Ma etc. Blatteinteilung der geologischen Übersichtskarte der Türkei 1:800000. Is = Blatt Istanbul; Iz = Blatt Izmir; An = Blatt Ankara; Ko = Blatt Konya; Si = Blatt Sivas; Ma = Blatt Malatya; Er = Blatt Erzurum; Mu = Blatt Musul.

1 = *Pontiden* und ihre Hochzonen bzw. Kerne. 2 = Interne Kerne. 3 = Periphere Kerne (Ir = Istranca).

4 = *Anatoliden* und ihre Hochzonen (nebst äquivalenten Gebieten). 5 = Nordägäisch (A)-subpontische (SP) Hochzonen. 6 = Nordanatolische Hochzonen: Il = Ilgaz Massiv; T = Tokat Massiv; E = Elma Dag Massiv.

7 = *Zentralanatolische Zwischenmasse* (Synonym: „Zone intermédiaire“). 8 = Menderes Massiv (Syn.: Karisch-lydische Masse; westanatolische Masse); 9 = Halys oder Kizil Irmak Massiv (Syn.: Kirşehir Massiv, Inneranatolische Masse); 10 = Sakarya Massiv; 11 = Kappadozisch-lykaonische Subzone. (Orographisch teils taurischer Bestandteil [Bolkar Dag]).

12 = *Zentraliranische Zwischenmasse* (ausgehendes Westende). 13 = *Rhodope Masse*.
14 = *Zykladen Masse*.

15 = *Tauriden*. 16 = Alanya-Anamur Komplex } mehr oder weniger individualisierte
17 = Sultan Dag Komplex } alte Teilkomplexe.

18 = Strecken mit Überschiebungstektonik.

19 = *Iraniden*. 20 = Ceyhan-Bitlis Komplex } mehr oder weniger individualisierte
21 = Hatay Zone } alte Teilkomplexe.

22 = *Irakiden* inklusive äquivalente Zone im westlichen syrisch-taurischen Grenzgebiet (alpidische Randfalten und Faltungsrand des syrisch-arabischen Kontinentalblockes).

23 = *Syrisch-arabischer Block* im Westrande (Punkte): Libanon Zone (Libaniden).

Anmerkung: Als Hochzone bzw. Kern (oder Massiv s. l.) gilt der aufragende paläozoisch-kristalline Unterbau: jüngere Decksedimente sind teils in denselben miteinbezogen. Die tektonische Aufteilung geht allein von der paroxysmalen Tektongenese aus; die Grenzlinien der Aufteilung missachten demzufolge postparoxysmale Sedimente und Vulkanite bzw. die durch dieselben gebildeten Bauformen.

Abgekürzte Ortsnamen.

AD	Adana	CA	Çankiri	KI	Kirşehir
AF	Afyonkarahisar	CI	Cizre	KU	Kütahia
AK	Antakya	CO	Coruh	MA	Maraş
AL	Alanya	DI	Diyarbakir	MAL	Malatya
Al. D.	Aladag	DIV	Divrik	ME	Mersin
AMA	Amasya	ER	Erbaa	Mon. D.	Monzur Dag
AN	Anamur	ERM	Erzurum	MU	Musul
ANK	Ankara	ERZ	Erzincan	MUL	Muğla
ANT	Antalya	ES	Eskişehir	RO	Rodos
Arar	Ararat	FE	Feke	SA	Samsun
AY	Aydin	GA	Gaziantep	SI	Siirt
BA	Balikesir	GI	Giresun	SIL	Silifke
BE	Beyşehir	GÜ	Gümüşhane	SIN	Sinop
BI	Bitlis	IS	Istanbul	SIR	Sincar
BO	Bolu	ISP	Isparta	TO	Tokat
Bol. D.	Bolkar Dag	IZ	Izmir	TR	Trabzon
Bosp.	Bosporus	K	Kars	VA	Van
BY	Boyabat	KA	Karaman	UR	Urfa
BU	Bursa	KAS	Kastamonu	ZO	Zonguldak
C	Corum	KAY	Kayseri		

3900 m) führt Granit und Diorite. Südlich anschliessend streicht nordöstlich Erzurum die Fortsetzung nordanatolischer Falten, die zwischen Gümüşhane und Coruh nach E. LAHN in Form stark gestörter Schuppen nach N bzw. NW schauen.

Als taurischer Anteil sind die Gebirge zu verzeichnen, die auf der Höhe von Erzurum die Fortsetzung des Monzur Dağ darstellen (Palandöken Dağ usw.); sie führen eine komplexe mesozoische, in sich stark gestörte Serie mit Radiolarit und Ophiolithen. Auf der Südseite dieser Gebirge und nordöstlich des vulkanischen Bingöl Dağ konnte durch H.N. PAMIR eine südwärts gerichtete Überschiebung erkannt werden. Im übrigen aber enthält die NE-Ecke des Landes innerhalb des vorliegenden Kartenblattes gewaltig ausgebreitete jungtertiäre Andesit- und Basalergüsse, die eine Oberfläche grösser als die Schweiz einnehmen und alle Zusammenhänge unterbrechen.

Als ein leitender „Richtblock“ in der tektonischen Orientierung erweist sich im S des Erzurum-Blattes der vorwiegend paläozoische Gebirgszug der Bitlis-Berge, wenn man darunter das alte Gebirge zwischen den Tigrisquellen und dem Meridian von Van versteht. Wir sehen in ihnen das eigentliche Rückgrat des ostanatolischen Taurus, welcher seinerseits nach W zu verbinden ist mit den kristallin-permokarbonischen Gebirgen am mittleren Ceyhan. In den Raum nördlich dieser alten Gebirge fällt das Becken des Vansees und östlich davon die Gruppe der Van-Berge. P. ARNI hat die Bauformel derselben als eine Aufeinanderfolge von nach NW gerichteten Schuppen aufgefasst; das paläozoische Grundgebirge, Kreide (Flyschfazies verbreitet), Eozän, Ophiolite und sogar auch Miozän sind daran beteiligt.

Das Blatt „Musul“ (1942) beschlägt kaum mehr zur Hälfte türkisches Gebiet; sein ganzer Südteil fällt auf Syrien und Irak und macht einen Teil des syrisch-arabischen Blockes aus: jenseits der Grenze ragen aus dessen flacher Neogenüberdeckung sporadisch aus aufgebrochenen Antiklinalen Eozän und Kreide bzw. Jurakerne (Cebel Sincar usw.).

Zwischen den Bitlis-Bergen und dem flach auslaufenden Vorland lassen sich die folgenden Strukturelemente auseinanderhalten. Ein als Ganzes, vielleicht als Kreideflysch zusammenzufassendes Randglied längs den Bitlis-Bergen weist gegen S gerichtete Faltung und Überschiebung auf (Hinterland von Siirt, P. ARNI). In das Vorland dieser Zone streichen von Irak her die „Randfalten“, innerhalb welcher man innere und äussere Elemente zu unterscheiden hat. Während in den Raum der letzteren die in Irak von jungen Neogensedimenten überdeckten Falten, die die produktive Ölformation enthalten, hineinstreichen, sind die ersteren schon komplizierter gebaut und bringen die ölführende oberkretazische Schichtstufe zum Ausstrich. Flächenhaft von grosser Ausbreitung ist der eozäne Midyat-kalk. Das Ansteigen aller Strukturen nach E bringt die nächsttiefere, orbitoidenführende Sirnakformation zutage und im Cudi Dağ und angrenzenden Höhenzügen (Necizre) zeigt sich die tiefere Schichtgruppe, hinabgreifend bis auf die devonische Unterlage, auf den Steilschenkel kretazisch-tertiärer Formationen aufgeschoben. Mit der zunehmenden orographischen Höhe im anschliessenden Hochgebirge, südlich Hakkari (>4100 m) tritt auch ein komplizierter Schuppenbau auf, dessen Einzelheiten noch wenig bekannt sind.

Andererseits verflachen nach W zu die Faltenwellen rasch und nur in einer südlichen Strecke erhebt sich die unterliegende Kalkkreide bei Mardin nochmals zu einem grossen asymmetrischen Gewölbe.

Zur Koordination. Das alpidische Orogen, dem das Gesamtgebiet der heutigen Türkei mit Ausnahme einer relativ schmalen Randleiste angehört, die im SE auf den syrisch-arabischen Block übergreift, weist in seinem anatolischen Sektor

eine gewaltige Ausweitung zu grosser Breite auf (zum Vergleich: Bodensee–Gardasee: 225 km; Schwarzmeerküste–Mittelmeer bei Anamur: 650 km). Dieser Umstand, der für sich schon auf einen geringeren Grad des Zusammenschubes schliessen lässt, verleiht auch dem anatolischen Orogen seinen regionaltektonisch spezifischen Charakter (Aneinanderreihung verschiedener Teilgeosynklinalen, unvollständige Schichtfolgen, Zwischenschaltung einer breiten zentralen Zwischengebirgszone, Unbeständigkeit der Vergenzen, beschränkte Entwicklung des Deckenbaues).

Es ist schon durch verschiedene Autoren versucht worden, das anatolische Orogen, von ungleichen Gesichtspunkten ausgehend, regional zu betrachten und es in einzelne Zonen zu gliedern. CHAPUT betonte mehr die Evolution im Laufe geologischer Perioden, LEUCHS hob besonders die Bedeutung der alten steifen Massen (Zwischengebirge) und die darum sich hinwindenden Faltenzüge hervor, ARNI, ausgehend von seinen Forschungen in Ostanatolien unterschied einzelne Teilorogene und trachtete an Hand tektonischer Hilfslinien das Land entsprechend aufzuteilen, PARÉJAS analysierte den Gesamtbau und leitete daraus das Vorhandensein grosser, das ganze Orogen transversal durchziehender Wellungen ab. Es kann in der vorliegenden unvollständigen Übersicht nicht davon die Rede sein, auf eine weitere Synthese einzugehen, wofür ja auch die Voraussetzung einer abgeklärten Kenntnis abgeht. Zum Zwecke, die innerhalb der 8 Kartenblätter durchgangenen Teilstücke in einigermaßen zusammengehörige longitudinale tektonische Hauptzonen einzuordnen, ist hier ein Schema aufgestellt, das sich weitgehend an die von ARNI gegebene Gliederung hält, die jüngsthin von EGERAN und LAHN gegebene Ergänzung berücksichtigt, zufolge mancher Einzelerwägungen aber auch von anderen Versuchen abweicht (siehe Legende zu Tafel 1).

Die Abgrenzung der Pontiden ist einerseits durch die Bruchbegrenzung der jungen pontischen Einbrüche, andererseits durch das Zutagetreten des paläozoisch-kristallinen Unterbaues in Form grösserer Massive gegeben (kleinere Kerne werden in der pontischen Zone belassen). In die pontide Domäne fällt die mächtige Kreideentwicklung der Schwarzmeerküste. Zwischengebirgsausmasse gewinnt im W an ihrer inneren Peripherie die Istranca (Ir).

In einer nordanatolischen Zone, die wir mit ihren Äquivalenten als die Anatoliden bezeichnen, nehmen in nordwärtiger Randlage paläozoisch-kristalline Grundgebirge, wie das Ilgaz-Massiv, das Daday-Massiv und das Bolu-Massiv grösseren Raum ein; letztgenanntes leitet als Unterlage zum pontischen Südrand (daher subpontisch) nach W in die komplexe Hochzone südlich des Marmarameeres weiter, die, nach SW abbiegend, alle alten Massive der nordöstlichen Ägäis in sich schliesst (nordägäische Hochzone). In den anatoliden Bereich fällt das etwas südlich verlagerte Tokat-Massiv und die wahrscheinlich vom SW-Ende des Ilgaz-Massivs sich abspaltende kleinere Hochzone des Elmadag. Eher zwispältig ist die Position der alten Massive nördlich Eskişehir. Auch weiter im E ist eine genauere Trennung von anatolidischen und tauridischen Bauelementen noch eher problematisch.

Zwischen diesen Grundgebirgsrücken verlaufen die Teilgeosynklinalen mesozoischer Sedimente mit wechselnder Faziesgestaltung; jurassisch-kretazische (besonders letztere) Mergel- und Kalkserien sind vorwiegend, enthalten aber meist nicht das vollständigere Profil der pontischen Zone; Schiefer-Hornsteinserien mit Ophiolithen sind verbreitet. In diese Zone streicht vermutlich von der zentralen Balkanhalbinsel her die dinarische Scheidezone, die als Vardarzone bekannt ist; wenn auch eine gleichartige tektonische Linie, die nord- und südbewegtes Orogen

voneinander scheidet, in Nordanatolien nicht nachgewiesen ist, so dürfte die virtuelle Fortsetzung derselben von W nach E in eine Linie zu verlegen sein, die vom Bakir Çay über Balikesir nach dem Apoloyont Gölü zieht und von dort über Geyve-Bolu-Kargi-Ladik den Kelkit Çay erreicht; längs dieser Linie liesse sich die nordanatolische Zone in einen nördlichen Streifen — woselbst die alten Massive in einem westlichen Abschnitt besonders hervortreten — und einen südlichen Streifen, in dem unter den vorwiegenden mesozoischen Schichtserien eine stark gestörte Schiefer-Hornstein-Ophiolithkombination stark vertreten ist, gliedern.

Die zentralanatolische Zwischenmasse nimmt den Raum zwischen dem nördlichen und südlichen Stamm (Geosynklinalzonen) des Orogens ein und ist durch die alpine Faltung in viel geringerem Maße beeinflusst. Sie enthält als kristalline Kerne das Menderes- und das Halys (Kizil Irmak)-Massiv; ein kleinerer Ableger erscheint im Sakarya-Massiv. Nach E zu ist ein Fortlaufen dieser Zwischengebirgszone nicht festzulegen und tauride und anatolide Elemente fügen sich aneinander. Die eigenartige Zwischenstellung der kappadocisch-lykaonischen Zone ist schon hervorgehoben.

Der Südstamm des Gesamtorogens lässt eine Aufteilung in einzelne tektonisch und stratigraphisch einigermaßen voneinander scheidbare (aber nicht allerorts!) Längseinheiten zu. Als innerer Teilstamm gelten die Tauriden, welche in der Türkei die eigentliche taurische Hauptzone ausmachen. In gewissen Teilen entwickelt sich eine Tektonik der „nappes cassantes“; ein Deckenbau von alpinen Ausmassen besteht aber nicht. Den Tauriden zuzuzählen sind im SW die Gebirge zwischen der Bucht von Fethiye und dem Ursprungsgebiet des Menderes; dann der gesamte südanatolische Bogen vom Gebiet der Seen im W bis über die Breite von Kayseri und jenseits der Uzunyayla-Region die Gebirge, die südlich Erzincan und Erzurum nach der iranischen Grenze leiten.

Der Iraniden-Bereich, dessen Hauptfaltung auf Iran fällt, setzt im W ein mit der Faltenschar, die beiderseits der pamphyliischen Senke (Bucht von Antalya) liegt und erst wieder auf Cypern aus dem Mittelmeer ragt. Auf dem Festlande sind den Iraniden die Taurusländer beiderseits des Ceyhan zuzuordnen; sie biegen mit der Schwenkung südlich Malatya gegen Iran zu ab, wo sie in die iranische SE-Richtung umschwenken. Als wichtigste alte Kerne sind ausser dem Ceyhan-Massiv die Bitlis-Berge und wohl auch die alte Kette des Hatay hierher zu stellen.

Nur im äussersten SE fügt sich noch ein neues tektonisches Element zwischen Iraniden und syrisch-arabischer Tafel; es sind die Randfalten und Schuppen zwischen Tigris und Landesgrenze. Da ihre äussere Zone auf irakisches Gebiet weiterstreicht und dort die Ölantiklinalen enthält, mag, ihren Raum etwas weit fassend, von den Irakiden die Rede sein.

Hiermit sei die Durchsicht der Kartenblätter und die Aufteilung ihres Raumes in eine vorläufige Längsgliederung abgeschlossen. Wenn auch dieselbe gewiss vielerorts etwas künstlich ist, so mag sie doch zur Prüfung und Bessergestaltung anregen.

Literaturauswahl.

(Jüngere und tektonisch wichtigere Publikationen.)

- ALTINLI, E.: Etude géologique de la chaîne cotière entre Bandirma-Gemlik. Rev. d. l. Fac. d. Sciences d. l'Université d'Istanbul, Sér. B. T. VIII, fasc. ½, 1943.
- ARNI, P.: Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. Veröffentlichung d. Inst. f. Lagerstättenf. d. Türkei; Serie B: Abhandlungen Nr. 4, Ankara 1939.

- ARNI, P.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Kreideschichten östlich Eregli an der Schwarzmeerküste. *Eclog. geol. Helv.* Vol. 24, Nr. 2, 1931.
- BAYKAL, F.: La Géologie de la Région de Sile (Bithynie-Anatolie). Monographie d. l. Fac. d. Sciences d. l'Univ. d'Istanbul, Nr. 3, 1943.
- BLUMENTHAL, M.: Un aperçu de la géologie du Taurus dans les Vilayets de Niğde et d'Adana. Publication de l'Inst. d'Etudes et de Recherches minières d. Turquie. Sér. B. Mémoires, Nr. 6, 1941.
- BLUMENTHAL, M.: Schichtfolge und Bau der Taurusketten im Hinterland von Bozkir. *Revue d. l. Faculté d. Sciences d. l'Université d'Istanbul*, Sér. B. Tome IX, fasc. 2, 1944.
- BLUMENTHAL, M.: Contribution à la connaissance du Permo-Carbonifère du Taurus entre Kayseri-Malatya. *M. T. A. Mecmuasi*, Nr. 1, 1944, Ankara.
- BLUMENTHAL, M.: La ligne sismique de Ladik. *M. T. A. Mecmuasi*, Nr. 1, 1945, Ankara.
- CHAPUT, E.: Esquisse de l'évolution tectonique de la Turquie. *Publicat. d. l'Institut d. Géol. d. l'Université d'Istanbul*, Nr. 4, 1931.
- EGERAN, E.: Contribution apportée aux connaissances sur la tectonique alpine par les études géologiques et tectoniques effectuées récemment en Turquie. *M. T. A. Mecmuasi*, Nr. 2, 1945, Ankara.
- ERK, A. S.: Etude géologique entre Gemlik et Bursa. Publication d. l'Inst. d'Etudes de Rech. min. de Turquie, Sér. B. Nr. 9, 1942, Ankara.
- LEUCHS, K.: Der Bauplan von Anatolien. *Neues Jahrb. f. Min. usw. Monatsh. Abt. B. Heft 2/3*, 1943.
- PAMIR, H. N.: Une ligne seismogénique en Anatolie septentrionale. *Rev. d. l. Fac. d. Sciences d. l'Univ. d'Istanbul*, Ser. A. T. IX, fasc. 3, 1946.
- PARÉJAS, E., AKYOL, I. H. et ALTINLI, E.: Le tremblement de terre d'Erzincan du 27. XII. 1939. *Rev. d. l. Fac. d. Sciences d. l'Univ. d'Istanbul*, Ser. B. T. VI, fasc. 3/4, 1941.
- PARÉJAS, E.: La tectonique transversale de la Turquie. *Rev. d. l. Fac. d. Sc. d. l'Univ. d'Istanbul*, Ser. B. T. V. fasc. 3/4, 1940.
- WIJKERSLOOTH, P.: Die Chromerzprovinzen der Türkei und des Balkans und ihr Verhältnis zur Grosstektonik dieser Länder. *M. T. A. Mecmuasi*, Nr. 1, 1942, Ankara.
-

