

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Band: 24 (1931)
Heft: 2: §

Artikel: Bericht über die 48. Hauptversammlung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in La Chaux-de-Fonds : Freitag, den 25. September 1931

Kapitel: Generalversammlung, Freitag, den 25. September 1931, im Gymnasium La Chaux-de-Fonds

Autor: [s.n.]

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-159033>

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: 22.11.2024

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

Auszug aus dem Rechnungsbericht pro 1930.

Bilanzsumme: 13649.66 Fr., bei einem Einnahmenüberschuss von Fr. 660.10. Das Vermögen beträgt auf 1. Jan. 1931: 109,250.04 Fr. Davon sind 96,188.— Fr. unantastbar. Dieses letztere setzt sich wie folgt zusammen:

Schenkungen: Bodmer-Beder 500 Fr., Du Pasquier Fr. 500, Escher-Hess Fr. 500, Flournoy 4500 Fr., Renevier Fr. 500, Choffat Fr. 500, Albert Heim Fr. 250, Kohlenbohrgenossenschaft Fr. 5000, Schneider Fr. 50. Freiwillige Beiträge 1920—1925: 1288 Fr., Erbfond 10,000 Fr., Toblerfond 60,000 Fr.

Lebenslängliche Mitgliedschaften: 11,600 Fr.

Exkursionen: 1930. Die HH. A. LUDWIG, H. EUGSTER und E. BÄCHLER führten unsere Gesellschaft vor der Jahresversammlung in St. Gallen durch die St. Galler- und Appenzellermolasse, den Fähnernfleysch und die Alpenrandzone, sowie in die Wildkirchlihöhle. Dauer 3 Tage.

1931. Vor unserer jetzigen Hauptversammlung führten die HH. J. FAVRE und PH. BOURQUIN eine geologische Exkursion in die Umgebung von La Chaux-de-Fonds, ins Doubstal und in die Freiberge. 2½ Tage.

Den Leitern der beiden Exkursionen wird an dieser Stelle für die wohl vorbereitete Führung der herzlichste Dank ausgesprochen.

Die S. G. G. war an der Jahrhundertfeier der Geologischen Gesellschaft von Frankreich durch den Präsidenten M. LUGEON und durch E. ARGAND, an der 50-Jahresfeier der italienischen Gesellschaft durch A. BUXTORF vertreten.

Für den Vorstand:

Der Präsident
M. LUGEON.

Der Sekretär:
P. BECK.

**B. Generalversammlung, Freitag, den 25. September 1931,
im Gymnasium in La Chaux-de-Fonds.**

Erster Teil: Geschäftliche Sitzung.

Leitung: MAURICE LUGEON, Präsident.

Jahresbericht, Rechnungsbericht und Revisorenbericht werden von den ca. 40 Anwesenden genehmigt. Der Vorstand, dessen Amtsdauer abgelaufen ist, wird auf eine neue Amtsdauer wiedergewählt und der verstorbene E. PETERHANS durch Herrn O. BÜCHI in Fribourg ersetzt. Der Vorstand besteht nun aus den HH. M. LUGEON-Lausanne als Präsident, E. GAGNEBIN-Lausanne als Vizepräsident, P. BECK-Thun

als Sekretär, A. WERENFELS-Basel als Kassier, O. BÜCHI-Fribourg als Redaktor, sowie LÉON W. COLLET-Genève und M. REINHARD-Basel als Beisitzern. Als Rechnungsrevisor ersetzte man W. CUSTER durch Dr. CHARLES MÜHLETHALER, professeur in Vevey. Der Jahresbeitrag bleibt unverändert mit 12 Fr. für die Schweiz und 14 Fr. für das Ausland. Der Präsident erstattet eingehend Bericht über die Vorbereitungen für die 50-Jahresfeier. Ein Schreiben von Prof. DÉVERIN-Lausanne wird ohne Antragstellung bekanntgegeben, das von Seiten der S. G. G. Massnahmen wünscht, damit die vom internationalen geologischen Kongress in Bruxelles begründete „Revue de Géologie“ durch Berichterstattung aus dem deutschen Sprachgebiet besser unterstützt werde, um zu verhindern, dass der private deutsche Verleger Bornträger mit seiner gut bedienten „Geologischen Rundschau“ ein Monopol für die geologische Berichterstattung erreiche. Zur Leitung der wissenschaftlichen Sitzung werden gewählt J. FAVRE-Genève und PH. BOURQUIN-La Chaux-de-Fonds als Präsidenten, H. SUTER-Zürich und CH. MÜHLETHALER-Vevey als Sekretäre. Die Vortragszeit wird auf 20 Minuten festgesetzt.

Der Sekretär: P. BECK.

Zweiter Teil: Wissenschaftliche Sitzung.

Zugleich Sitzung der Sektion für Geologie der S. N. G.

1. — E. GERBER (Bern): **Über die subalpine Molasse von Rüscheegg.**

Diese Arbeit erscheint in den Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern.

2. — JACOB M. SCHNEIDER (Altstätten): **Zur Grösse und Dauer der Diluvial-Erosion nach Hess und Milankovitsch.**

In der Z. f. Gl. 1929¹⁾ gibt H. HESS nach physikalischen Erörterungen über die Gletschererosion folgende Darstellung der Grösse und Dauer der Erosion durch den Hintereisferner:

(Prof. IX)	Nacheiszeit	Würmzeit	Risszeit	Mindelzeit	Günzeiszeit
Jahre	60,000	65,000	65,000	60,000	65,000
Erosion	108 m	142 m	61 m	60 m	50 m

Das macht 421 m in 315,000 Jahren. Die bedeutende Erosionsdifferenz während gleicher oder fast gleicher Dauer ergibt sich nach HESS aus der von ihm physikalisch berechneten Verschiedenheit der

¹⁾ Zeitschrift für Gletscherkunde 1929 S. 47—65: Hintereisferner-Nachlese von H. HESS, Nürnberg.

Gletschermächtigkeit (Druck der Reihe nach in kg/cm^2 : 30, 23, 17, 17, 15) und der Gletscherbewegung m im Jahr 20, 19, 11, 12, 10). Hierzu ist nach HESS selbst zu bemerken, dass diese sämtlichen Zahlen für die Eiszeit zu klein sind, falls während der Eiszeit die Jahressummen der festen Niederschläge grösser waren als in der Gegenwart. Das heisst, in diesem Fall sind die gleichen Erosionsgrössen in entsprechend kürzerer Zeit erreicht worden. Die Gegenwart nun zeigt, dass bedeutende Kälte ohne entsprechend grosse Niederschläge nur kleine oder gar keine Gletscher entstehen lässt, wie Gebiete in Nordgrönland, in Sibirien usw. beweisen, und dass Gletschervorstösse in den Alpen in der Regel an vermehrte Firnenentwicklung gebunden sind. Schon bei gleich starkem festem Niederschlag pro Jahr bei tieferer Eiszeittemperatur musste der Firn und damit Eisdruck und Schnelligkeit wachsen, weil jährlich weniger Firn geschmolzen ist. Würde die Firnhöhe gleich bleiben trotz Abnahme des Schmelzens bei gleichbleibendem Niederschlag, so müsste konsequent die ableitende, ausgleichende Bewegung um so rascher sein. Zu beachten ist ferner, was H. HESS in „Die Gletscher“ mitteilte: „Um die Mitte des 19. Jahrhunderts war eine Zeit sehr reichlicher Niederschläge: die Bewegung des Vernagt trat bald ein, und da während des Anwachsens der Zunge die ausgiebige Ernährung des Firnfeldes anhielt, wurde die enorme Eismenge von 239 Mill. m^3 in wenig mehr als zwei Jahren ins Rofenthal hinausbefördert. Diese entspricht einer Niederschlagsmenge von nahezu zwanzig regulären Jahren“¹⁾. Also schon die neueren Grossgletscherniederschläge und die konzentrierten oder verteilten Drucke fast das Zehnfache des gewöhnlichen Kleingletschers! Die Bewegung steigerte sich von 0,5 m täglich im April 1844 auf 12,5 m täglich Ende Mai 1845. Also auf das 25fache (!) während des stärkstens Vorrückens innerhalb 14 Monaten. Die Niederschläge liessen wieder nach, und der Gletscher schmolz zurück. Nach den Messungen von LÜTSCHG²⁾ betrug beim letzten Vorstoss des Allalingletschers in nur 5 Jahren die „Zunahme des Eisvolumens 1915/1920 total 4,4 Millionen m^3 . Mittlere Erhöhung = 18,5 m , maximale Erhöhung 45 m .“ Schon 1921 schwand der Gletscher wieder stark zurück. Also starke Massen-, Druck- und Bewegungs-Steigerung bei Vorrücken des Gletschers. MACHATSCHEK³⁾ fand allgemein: „Der Gang einer ganzen Gletscherschwankung ist der folgende: Die verstärkten Ansammlungen im Firnfeld, hervorgerufen durch eine Reihe besonders schneereicher Winter, erzeugen einen sehr rasch verlaufenden Vorstoss; dann folgt eine kurze Zeit gleichbleibenden

¹⁾ H. HESS, Die Gletscher, Braunschweig 1904, S. 301.

²⁾ Beobachtungen über das Verhalten des vorstossenden Allalingletschers im Wallis. Von Oberingenieur O. LÜTSCHG in Zürich. In „Zeitschr. f. Gletscherkunde“, 1926, S. 262.

³⁾ „Gletscherkunde von Prof. Dr. FRITZ MACHATSCHEK“. Sammlung Göschen 1917, S. 113.

sog. stationären Standes etc. (Rückzug).“ Es ist zweifellos möglich, sogar sehr wahrscheinlich, dass das diluviale riesenhafte Anwachsen und Vorstossen der Gletscher durch die gleichen meteorologischen und physikalischen Faktoren verursacht und gefördert wurde, nur bedingt durch viel längeres Andauern und damit noch mehrfache Steigerung derselben. So sind also die von HESS angeführten Grössen für Eisdruck und Jahresbewegung sowohl in den Gletschervorstössen der Gegenwart wie noch weit mehr in den Eiszeiten vielmal zu klein genommen. Mit anderen Worten: Die von Hess angeführten Erosionsgrössen wurden nicht in 60,000 und 65,000 Jahren, sondern naturnotwendig in vielen kürzerer Zeit erreicht, und wurden in der Natur, wie die Felsterrassen und Schliffhöhen usw. zeigen, jedenfalls selbst nicht überboten und zwar in keiner Eiszeit. Jene Zahlen für das Postglazial und die Glazialperioden entstammen der Strahlungskurve von Milankovitsch. Hess¹⁾ sagt zwar: „Sie stellen das Sicherste dar, was wir bis jetzt an solchen Zahlen besitzen.“ Aber auch wenn die astromechanischen Grundlagen (Wechsel und Kombination der Exzentrizität, Ekliptik-schiefe etc.) zu dieser Strahlungskurve genau zutreffen, so wirkt die Strahlungskurve meteorologisch gleichwohl viel zu schwach zur Erzeugung von Eiszeiten, sonst müsste die Geologie viel mehr Eiszeiten nachweisen können, denn die Strahlungskurve war auch in der langen Kreide-, Jura- und Triaszeit keine Gerade gewesen. So hätten z. B. 130,000 bis 170,000, ferner 245,000 Jahre, 340,000 Jahre etc. vor der Günzeiszeit ebenfalls Eiszeiten sein müssen. Diejenige von 245,000 Jahren vor Günz ebenso stark als der stärkste Rissvorstoss. Ausserdem hätte sowohl die Risseiszeit in sich wie auch die Würmeiszeit in sich durch eine bedeutend höher temperierte Warmzeit gespalten sein müssen als wie wir sie jetzt haben, und zwar jede mit total 22,000 bis 25,000 Jahren Dauer, d. h. wirkliche und ergiebige neue Interglazialzeiten, nicht nur mässig temperierte Stadiale. Dem widerspricht die Aufeinanderfolge der quartären Fauna, sowie z. B. die norddeutsche diluviale Stratigraphie²⁾. Die Mindeleiszeit wäre ebenso 30,000 Jahre lang durch eine Warmzeit gespalten gewesen und durch 22 000 Jahre noch heftiger die Günzeiszeit³⁾.

Betrachten wir nun eine weitere Grösse von Hess. Es ist der Erosionsbetrag pro Jahr, welchen er mit den Zahlen der Jahre nach Milankovitsch multiplizierte. Er beträgt nach Hess nur an einer gemessenen Stelle 0,211 mm im Jahre bei 35 m Eistiefe und 17 m Bewegung im Jahre usw. Aber Lütchg kam am Allalingletscher im

¹⁾ In „Zeitschrift für Gletscherkunde“ 1929, S. 61.

²⁾ Über Gliederung und Alter des Magdeburger Diluviums und die Zahl der Eiszeiten in Norddeutschland. Von FRITZ WIEGERS, Berlin. In „Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt für 1929, Bd. L., S. 120.“

³⁾ Diese und die obigen Zahlen nach der Sonnenstrahlungskurve von MILANKOVITSCH; auf Eberls Ersuchen der neue Teil von ihm weiter nach rückwärts gerechnet.

Mittel auf 1,003 cm im Jahre, im Maximum auf 6,13 cm¹⁾, De Quervain und Schnitter am Bifertengletscher schätzungsweise fast oder ganz ebenso hoch, nämlich auf 30 cm in 30 Jahren bei nur 30 m Eismächtigkeit, mehrmals sogar auf „mindestens 30 cm“²⁾.

Woher die Differenz? Hess mass den Erosionsbetrag nur nach dem ausgeschmolzenen Moränenschutt. Er übersah, dass das Schmelzwasser das feine Schleifmehl und viel Sand fortwährend als Gletschertrübe unter dem Eis fortschwemmte, und dass (Regen und) Schmelzwasser auf der Oberfläche viel ausgeschmolzenen Moränensand fortspühlten. Wird das in die Rechnung einbezogen, so muss sich mehr Übereinstimmung mit Lütshg usw. ergeben. Je grösser aber diese Zahl wird, um so mehr muss umgekehrt die Zahl der Erosionsjahre nochmals sinken, um den bestimmten Totalbetrag der Erosion nicht zu überschreiten, sinken hier vielleicht um das Fünffache. Die Unhaltbarkeit der Strahlungskurve von Milankovitsch zur Erklärung der Eiszeit wird also von dieser Seite aus mehrfach verstärkt. Und ferner auch von folgender Seite aus, was indess Hess selbst erkannte und wie folgt sich vorlegte und auszuschalten versuchte: „Damit die Grösse des Abtrages (Erosion) nicht gar zu bedeutend wird, und schliesslich der präglaziale Talboden weit höher als die obere Schlifffgrenze gelegt würde, musste die Grundgeschwindigkeit wesentlich kleiner angesetzt werden, als es der gesteigerten Niederschlagsmenge und der Querschnittsgrösse entsprechen würde, wenn man die für den jetzigen Hintereisferner gültigen Verhältnisse benützen wollte. Die auf diese Weise angedeutete Verminderung der Strömungsgeschwindigkeit im eiszeitlichen Firngebiet wäre vereinbar mit stauender Wirkung, welche die weiter abwärts gelegenen Eismassen auf diese (damals obersten) verhältnismässig schwach geneigten Firnströme ausübten³⁾.“ Nehmen wir an, das würde zutreffen, so wäre die Erosion trotzdem bedeutend grösser, weil der feilende Druck der schliesslich um das Vielfache überhöhten Eis- und Firnmasse vervielfacht worden wäre. Das konnte jedoch nur bis zur Erreichung einer kritischen Grenze gehen, wonach der Überdruck sowohl weiter unten, wo fortwährend auch Schneemassen anfielen und Firn und Eis gebildet wurde, wie zugleich hier oben beschleunigtes Abwärtsgleiten ergeben musste. Die Erosionsbasiszahl 0,211 pro Jahr unter 35 m Eismasse mit 17 m Jahresgeschwindigkeit nach Hess, oder aus mehreren als Mittel 0,005 mm/Jahr, kg, m nach Hess ist also viel zu klein genommen, weil schon beim Messen der ausgeschmolzenen Erosionsmasse ein Teil entgangen war und weil Multiplikationen sowohl wegen verviel-

1) In „Zeitschrift für Gletscherkunde“, 1926, S. 262. In den 3 Jahren 1919, 1920, 1921 maximal 18,4 cm Erosion, im Mittel 13,01 cm.

2) Zungenbecken des Bifertengletschers. Von Prof. Dr. DE QUERVAIN und Ing. E. SCHNITTER. In Band LV, Denkschriften der Schweiz, Naturforsch. Gesellschaft. 1920, S. 145 und 146.

3) „Zeitschrift für Gletscherkunde“ 1929, S. 62 f.

fachter Beschleunigung als wegen vermehrtem Druck eintreten mussten.

Abgesehen von den Perioden der Gletschervorstösse ist auch die Parallelisierung der Zwischenzeiten allein mit der Strahlungskurve von Milankovitsch sehr problematisch. In den Interglazialzeiten war im eisfreien Gletscherbett des Hintereisferners Flusserosion tätig. Nach einer Berechnung von PENCK und KAYSER¹⁾ braucht der Flusserosionsmeter im Durchschnitt, also scharfe Bergwasser und Flachströme ineinander verrechnet, 1440 Jahre. Hess bringt dafür jedoch 10,000 Jahre in Rechnung²⁾, um den Gang der Kurve einhalten zu können. Wenn aber 1440 Jahre das Mittel für die Flüsse Europas überhaupt sind, so ist das etwas zuviel für das Hochtal des Hintereisferners mit der dünnen Luft in über 2500 m Höhe, also bei intensiven Gesteinsangriffen durch verschärfte Sonnenstrahlung und lockernde, nächtliche Kältekontraktionen auch in den Interglazialzeiten. Dauernde Kälte oder dauernde Wärme erodiert weniger als der viele Wechsel schärfster Insolationen mit allnächtlicher, ungehinderter, kältender Ausstrahlung. Die Natur macht somit viel raschere Erosionsschritte als die vielmal langsameren Schritte der Strahlungskurve nach Milankovitsch, Köppen, Eberl, Hess sind.

Die mühevollen und scharfsinnigen glazialphysikalischen Arbeiten von Hess ist also dadurch sehr verdienstlich, dass sie den messbaren Nachweis dafür gestattet, dass die Eiszeiten und Zwischeneiszeiten andere Ursachen hatten als die dafür meteorologisch zu schwachen Senkungen und Hebungen der Sonnenstrahlungskurve auf der Erde nach der regulären Periodik der Rotationsmechanik im Planetensystem.

3. — GIAMBATTISTA DAL PIAZ (Torino): **Studi geologici nell'Alto Adige.**

In attesa dell'ormai prossima pubblicazione delle memorie che illustreranno la petrografia (A. BIANCHI) e la geologia (GB. DAL PIAZ) dell'Alto Adige orientale e regioni finitime³⁾, credo opportuno render

¹⁾ E. KAYSER, Lehrbuch der Geologie 1921, S. 625.

²⁾ „Zeitschrift für Gletscherkunde“ 1929, S. 60 und 61.

³⁾ BIANCHI, A. = *Appunti petrografici sulla regione delle Alpi Aurine e delle Vedrette Giganti (Alto Adige)*, I, «Rend. Acc. Lincei» Roma, giugno 1929, IX, I, 1145; *id. id.*, II, «loc. cit.», Roma, Luglio 1929, X, II, 105. DAL PIAZ Gb. = *Appunti geologici sulla regione delle Alpi Aurine e delle Vedrette Giganti (Alto Adige)*, I, «loc. cit.» settembre 1929, X, II; *id. id.* II, ottobre 1929, X, II; DAL PIAZ Gb. = *Nuove osservazioni geologiche sulla Regione compresa fra il torrente Aurino e il fiume Rienza (Alto Adige)*, «loc. cit.», ottobre 1929, X, II. BIANCHI e DAL PIAZ Gb. = *Ricerche geologico-petrografiche su le Alpi Aurine e Pusteresi (Alto Adige)*, «Boll. Soc. Geol. Italiana» XLVIII, 1929, fasc. 2, p. 233. DAL PIAZ Gb. = *Ricerche geomorfologiche nell'Alto Adige orientale*, «Studi Trentini di Sc. Nat.» Trento, XI, 1930, fasc. III. BIANCHI e DAL PIAZ Gb. = *Carta geologica*

noti alcuni risultati degli studi da me eseguiti. Avendo avuto poi occasione di portare a termine durante quest'estate il rilevamento geologico della bassa Val d'Ultimo, compreso l'intero massiccio tonalitico di M. Croce, cercherò di mettere in luce i rapporti strutturali che intercorrono fra la parte orientale e quella centrale-occidentale dell'Alto Adige.

Nell'alta Valle Aurina (Ahrntal), ho potuto riconoscere anzitutto l'esistenza della grande trasgressione ercinica fra l'ortogneiss tonalitico, che forma il nucleo dell'attuale ricoprimento del Gran Veneziano (= Gross-Venedigerdecke, V), e i sedimenti clastici del Carbonifero superiore e del Permo-Eotrias. Come dimostrai in una precedente pubblicazione, lo stesso fenomeno si ripete, con modalità pressochè identiche, anche nella parte settentrionale del Gran Paradiso, in valle d'Aosta¹).

Il pretriasico del ricoprimento del Picco dei Tre Signori (= G. Glocknerdecke p. p.; VI p. p.) pare si possa dividere in due serie, delle quali: l'una permo-carbonifera, poco metamorfica e di tipo spesso nettamente clastico; l'altra più antica e più metamorfica, ricca di ofioliti paleozoiche e con probabili relitti di un antico metamorfismo, che sembra non abbia mai interessato la serie più giovane. Si avrebbe così una certa analogia fra le principali caratteristiche stratigrafiche della falda del Picco (settore di Val Aurina) e quelle descritte da WEGMANN per il ricoprimento del Gran S. Bernardo in Val d'Hérens.

Un secondo risultato delle mie ricerche riconferma l'esistenza della falda dei calcescisti (ossia della *nappe des schistes lustrés* di TERMIER) come unità tettonica a sè. Dal punto di vista stratigrafico, questo complesso sembra rappresentare, almeno nel versante italiano degli Alti Tauri, il mesozoico post-triasico del ricoprimento VI, suddiviso in numerosissime sub-falde (*sous-nappes*) da una quantità di piani di scorrimento e da frequenti scaglie listriche di Trias e di Paleozoico. Nell'alta Valle Aurina, a monte di Casere, il ricoprimento dei calcescisti poggia su quello del Picco con l'interposizione (in qualche tratto) di innumeri scaglie listriche. Invece più ad occidente, fino presso Lutago, pare che il ricoprimento dei calcescisti venga a contatto

dell'Alta Valle Aurina, alla scala 1 : 25,000; Fogli Vetta d'Italia e Monguelfo della Carta geologica delle Tre Venezie, alla scala 1 : 100.000, pubblicata dal R. Magistrato alle Acque di Venezia. DAL PIAZ Gb. = *Profili geologici attraverso l'Alto Adige orientale*, alla scala 1 : 50.000 e *Studi geologici nell'Alto Adige orientale e regioni vicine* «Mem. Ist. Geol. Padova», Vol. X; *Foglio Bolzano della Carta Geologica delle Tre Venezie*, alla scala 1 : 100.000 (settore della bassa Val d'Ultimo), di prossima pubblicazione. BIANCHI, A. = *Petrografia dell'Alto Adige orientale e regioni vicine*, «Mem. Ist. Geol. Padova», Vol. X, di prossima pubblicazione.

¹) DAL PIAZ GB. = *Su alcuni fenomeni geologici avvenuti durante il Paleozoico superiore nella zona pennidica della Tetide corrispondente al ricoprimento quinto (Gr. Paradiso e Gr. Veneziano — Alpi Aurine)*, «Associazione mineraria del Piemonte», Torino, giugno 1931.

meccanico con il ricoprimento del Gran Veneziano, in causa della scomparsa del nucleo pretriasico di VI lungo tutta la media valle Aurina.

Nella regione studiata, la zona di Matri risulta costituita non soltanto da elementi pennidici, ma anche da scaglie austro-alpine. In molti punti, al cristallino antico delle Grigionidi fa seguito diretto la serie triasica completa della falda austro-alpina inferiore, con facies molto simile, se non identica, a quella del Trias pennidico, quale si sviluppa ad esempio nelle Valli del Vento e della Rossa.

Vicino a Planca, in Val Casies (Pusteria = Pustertal), ho avuto poi la ventura di scoprire che la dolomia triasica (norica) della «linea della Pusteria» (Drauzug *auct.*), al contatto con la tonalite, si presenta silicizzata e albitizzata, con estese impregnazioni ocracee derivanti probabilmente dall'alterazione di solfuri di ferro.

Questa circostanza basterebbe da sola a dimostrare l'età recente e non paleozoica dell'intrusione tonalitica, la quale poi, per aver seguito anche qui la via segnata dalla grande dislocazione nota sotto il nome di «limite alpino-dinarico» (Drauzug), rivela il suo stretto legame con la tettonica alpina e quindi l'età terziaria del fenomeno magmatico. Queste conclusioni devono essere estese, per logica conseguenza, anche ai noti massicci di M. Croce, Ivigna e Bressanone (Kreuzberg, Iffinger und Brixen), orlati a NW e a N da una fascia di tonalite a tessitura parallela, la quale rappresenta la prosecuzione diretta dei piccoli nuclei intrusivi dell'alta Pusteria (Tesido, Rio Fosco presso Planca, Gandelle). Le affinità petrografiche e strutturali fra questi massicci e quello delle Vedrette di Ries (Rieser-Ferner), rendono inoltre molto verosimile l'idea che anche quest'ultimo massiccio appartenga al ciclo magmatico alpino.

In una recente pubblicazione¹⁾, ho dimostrato che la linea delle Giudicarie (limite alpino-dinarico *p. p. auct.*) passa pressapoco a nord-ovest dei massicci di M. Croce e d'Ivigna, mantenendosi a poca distanza dal contatto fra la tonalite e le rocce incassanti. In conseguenza di ciò, il lembo triasico di S. Pancrazio in Val d'Ultimo (Ultental), risulterebbe dinarico e non austro-alpino medio e il limite fra Tiroli e Grigionidi andrebbe forse identificato con la zona di scisti diafforici del Giogo di S. Vigilio. Nei paraggi di Pennes (alta Val Sarentina = Sarntal) la linea sopra ricordata sembra collegarsi alla grande dislocazione che si estende lungo tutto il bordo settentrionale del massiccio di Bressanone, prolungandosi a est di Brunico nella linea della Drava (Drauzug). La linea di Foiana (Völlan), che limita dal lato orientale il massiccio di M. Croce, non passa in Val dei Prati per continuare in Val Marano (Marauntal) nella linea delle Giudicarie, come ritenne

¹⁾ DAL PIAZ Gb. = *Sull'andamento delle linee di dislocazione che accompagnano i massicci intrusivi di M. Croce, Ivigna e Bressanone*, «Rend. Acc. Lincei», settembre 1931.

lo STAUB, ma si prolunga verso sùd nella dislocazione del Passo delle Palade. Questa linea di disturbo trova prosecuzione, sulla sinistra dell'Adige, nella linea della Naif, che, presso Pennes nell'alta Val Sarentina, sembra confluire nella dislocazione del bordo settentrionale del massiccio di Bressanone = Ivigna.

In conclusione, il «limite alpino-dinarico» passa rispettivamente a nord e a nord-ovest dei massicci di Bressanone, Ivigna e M. Croce, i quali risultano di conseguenza compresi nella serie dinarica, escludendo ogni possibilità ch'essi costituiscano le radici dei ricoprimenti austro-alpini superiori (Tirolidi)¹⁾. Questi grandi corpi intrusivi, unitamente ai nuclei di Rensen, della Pusteria, del M. La Cima (Zinnsnock) e delle Vedrette di Ries, appartengono ad un'unica grande manifestazione magmatica del Terziario, la quale interessò, nel suo complesso, tanto le unità dinariche quanto i ricoprimenti austro-alpini.

4. — AD. HARTMANN (Aarau): **Neue Beobachtungen an den Mineralquellen des Engadins.**

1. Im Winter 1930/31 wurden in Schuls durch die A. G. für Grundwasserbauten in Bern (Ingenieur Hans Fehlmann) in drei Bohrlöchern drei neue Mineralquellen erschlossen. Diese künstlich erbohrten Mineralquellen gleichen in Bezug auf Erguss, Temperatur und chemische Zusammensetzung den schon vorhandenen natürlich ausfliessenden. Sie haben einen Erguss von 1—8 Minutenliter, der aber durch Abpumpen wesentlich gesteigert werden kann. Das Mineralwasser dringt nicht als einheitliche Quelle in das Bohrloch ein sondern in mehreren kleinen Adern, von denen die untern die gehaltreicheren sind. Eine Quelle gleicht in der Zusammensetzung der Bonifaziusquelle, ist ein salzarmer Eisensäuerling; die beiden andern gleichen der Luziusquelle, sind aber salzärmer als diese. Die drei neuen Quellen sind intermittierende Springquellen oder kalte Geysire. Das reichlich vorhandene Kohlendioxydgas verursacht regelmässige, periodisch wiederkehrende Eruptionen und schleudert das Wasser 4—7 m aus dem Bohrloch heraus in die Luft. Das zweifellos vulkanische Kohlendioxydgas erzeugt hier das gleiche auffallende Spiel des Wasseraustrittes wie der Wasserdampf bei den heissen Geysiren. Die künstliche Erschliessung der drei neuen Mineralquellen in Schuls bestätigt die Auffassung, dass die Bündner Säuerlinge ein Reaktionsprodukt sind von vulkanischem Gas, Hydrometeorwasser und dem Bündnerschiefer. Der auffallend hohe Gehalt an Ammoniak, Borsäure und Chlorverbindungen im salzfreien Schiefer spricht für das Vorhandensein von Fumarolenprodukten, die schon früher den Schiefer durchsetzt haben.

¹⁾ Si consulti in proposito anche i noti lavori di B. SANDER.

2. Von den drei Mineralquellen von St. Moritz war die Parazelsusquelle schon seit mehr als 20 Jahren versiegt und die Mauritiusquelle hatte in den letzten Jahren an Gehalt abgenommen. Die Fassung der Mauritiusquelle wurde gereinigt und vertieft, dabei konnte festgestellt werden, dass alles Wasser und Gas aus der Grenzzone zwischen Fels und Schuttmasse des Tales austreten. Zahlreiche neue Messungen von Erguss, Temperatur und chemischer Zusammensetzung von Wasser und Gas beweisen, dass die Quellen weitgehend von den Jahreszeiten, Niederschlägen und dem Stand des Grundwassers abhängig sind. Von Zeit zu Zeit ereignen sich auch hier stärkere Gasaustritte, die an die Eruptionen von Schuls erinnern. Die Parazelsusquelle wurde an der Stelle der früheren Fassung wieder gefunden. Sie wird zufolge einer tieferen und besseren Fassung zukünftig mehr Wasser liefern als früher. Sie hat sich in einer Reihe von Untersuchungen im Jahre 1931 als gehaltreicher und konstanter erwiesen als die beiden andern Quellen von St. Moritz, ist aber weniger ergiebig. Die Mineralquellen von St. Moritz sind das Reaktionsprodukt von vulkanischem Gas mit dem Grundwasser des Tales und dem Silikatgestein, das aber wegen der Basenarmut und Schwerlöslichkeit wenig Substanz an das Wasser abgeben kann. Der Reaktionsraum von Gas, Wasser und Gestein liegt nicht tief unter dem Boden.

3. Um den Zusammenhang zwischen den Mineralquellen und dem Grundwasser in St. Moritz zu studieren, wurden zahlreiche durchlochte Eisenröhren in den Talboden eingeschlagen, darin Temperatur, Höhe und chemische Zusammensetzung des Grundwassers kontrolliert. Dabei zeigt sich, dass nördlich des Kurhauses das Grundwasser stets wärmer war als an andern Stellen des Tales. Die Isothermen hatten einen elliptischen Verlauf, und im Zentrum des warmen Gebietes war die Temperatur stets ca. 6 Grad höher als am Rande. Dieses warme Grundwassergebiet kann nur erklärt werden durch die Annahme einer Therme, die von unten aus dem Fels in den Talboden eintritt, aber die schlammreichen Schuttmassen des Talbodens nicht zu durchdringen vermag. Möglicherweise stehen die drei Mineralquellen mit der Therme in einem Zusammenhange, indem das Gas der Therme zwischen Felsoberfläche und Talschutt bis an die Terrainoberfläche dringt und auf seinem Wege das Grundwasser mineralisiert. Bohrungen zur Erschliessung der Therme von St. Moritz sind im Gange.

5. — E. BAUMBERGER (Basel). **Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand.** Mit 2 Profiltafeln (VI, VII) und einer Kartenskizze (VIII).

In den letzten 20 Jahren haben die Anschauungen über Alter und Lagerungsverhältnisse der Molasse am schweizerischen Alpennordrande wesentliche Änderungen erfahren. Die nachfolgende kurze Darstellung ist ein Versuch, über den gegenwärtigen Stand der Molasseuntersuchungen am Alpenrand, insbesondere über die Lagerungsverhältnisse, zu orientieren¹⁾.

Die Lösung des subalpinen Problems hatte erst von der Zeit an Aussicht auf Erfolg, als es gelang, das Alter der verschiedenen Schichtkomplexe, die im Profil zusammengeordnet werden müssen, paläontologisch festzulegen. Die Methode, das Alter aus den Lagerungsbeziehungen und aus den lithologischen Verhältnissen unter Berücksichtigung der möglichen Faziesveränderungen zu erschliessen, hat völlig versagt. Heute können wir nun die gewaltigen Schuttfächer vor dem nördlichen Alpenrande nach dem Alter der eingeschlossenen tierischen Überreste scharf trennen in solche der Oligocaenzeit (stampische und aquitane Schuttfächer) und in solche der Miocaenzeit. Die Untersuchungen haben im Laufe der Jahre gezeigt, dass die unter den Alpenrand tauchende Molasse nicht miocaenes, sondern stampisches Alter besitzt. Durch diese Feststellungen war für die Deutung des Aufbaues unserer subalpinen Profile eine neue sichere Grundlage geschaffen.

Wir gehen bei unseren nachfolgenden Darlegungen aus von der Zentralschweiz, weil die Lagerungsverhältnisse hier im Vergleich zu anderen Gebieten einfache und die tektonischen Beziehungen der verschiedenen Gesteinszonen unter sich und zur alpinen Randkette besonders klar zu überblicken sind. Das Molasseprofil (Tafel VI) weist eine stark zusammengestauchte mittlere Partie auf, die zwei, in der Birregghalbinsel drei, geometrisch zu deutende Antiklinalen erkennen lässt. Diese gefaltete Sedimentzone besteht vorherrschend aus plastischen Gesteinen: bunten Mergeln und Mergelsandsteinen und von Süden nach Norden rasch an Mächtigkeit abnehmenden Einschaltungen bunter Nagelfluh mit zahlreichen exotischen Granitgeröllen. Durch die ganze Gesteinszone hindurch finden sich Arkose-sandsteine (sog. granitischer Sandstein), denen im Rigigebiet die Bedeutung eines Leitgesteins zukommt. Nach dem geologischen Alter handelt es sich um den Schuttfächer der Aquitanzeit. Dieser aquitane Schuttfächer taucht nun im Norden unter den miocaenen

¹⁾ Die Kenntnis der Profildarstellungen von Kaufmann, Gutzwiller, Schmidt, Maillard, Douxami, Schardt (Beitr. Lief. XXII. 1887) wird vorausgesetzt. Die nachherige Erkenntnisfolge ergibt sich aus den im Literaturverzeichnis aufgeführten Profildarstellungen.

Schuttfächer, der sich am Aufbau des Nordschenkels der äussern Antiklinale beteiligt. Die flachgelagerte miocaene Molasse des Mittellandes (Burdigalien, Helvétien, Tortonien) ist an ihrem Südrande aufgestülpt, westlich Luzern (vgl. Taf. VII) und ebenso vom Zugersee bis an die Sihl sogar stark überkippt. Der Südrand des aquitanen Schuttfächers greift unter die stampische Molasse hinab, die als mächtiges, starres Schichtpaket auf die aquitane Molasse aufgeschoben ist. Dieses Schichtpaket ist bei Luzern durch einen mehrmaligen Gesteinswechsel ausgezeichnet. Lithologisch gliedert es sich in die mergelreichen Horwerschichten (flyschähnliche Grisigermergel und eingeschaltete gutgebankte Kalksandsteine) an der Basis, die Kalknagelfluh der Weggiserschichten in der Mitte und in die hangende bunte Riginagelfluh, die auf Rigi-Scheidegg durch grobe Kalknagelfluh abgelöst wird. Das lithologisch starkgegliederte Rigiprofil stellt nach der paläontologischen Altersbestimmung der einzelnen Gesteinsserien eine normale Schichtfolge dar, in welcher der untere Teil, bestehend aus Horwer- und Weggiserschichten, dem Unterstampien, der obere dem Oberstampien (Chattien) entspricht. Die Kalknagelfluh der Scheidegg taucht unter den Flysch der alpinen Randkette. Südlich davon folgt das tektonisch reich gegliederte helvetische Deckengebirge.

Das tektonische Bild des Alpenrandes am Vierwaldstättersee (vgl. Taf. VI) zeigt mit aller Deutlichkeit, dass das alpine Deckengebirge den Impuls für die Dislokationen gegeben, denen das heutige subalpine Molassegebirge seine Entstehung verdankt. Es lehrt uns, dass unter dem Druck der vordringenden alpinen Decken die durch mächtige Nagelfluh versteifte, schubfeste Wurzelpartie des stampischen Schuttfächers von der Unterlage losgelöst, nordwärts geschoben und aufgerichtet wurde. Die mächtigen plastischen Grisigermergel an der Basis des aufgeschobenen Nagelfluhpaketes bilden das Gleitmittel, auf welchem sich die Bewegung vollzogen hat. Dabei ist der Südrand des Molassetroges ein Stück weit vom Deckengebirge überfahren worden; die Molasse taucht daher unter den Alpenrand. Bei diesem Vorgang sind die plastischen aquitanen Sedimente ebenfalls von der Unterlage abgeschert und stark zusammengeschoben worden. Die Scherfläche reicht bis an den aufgestülpten Südrand des miocaenen Schuttfächers hinaus. Infolge seiner Mächtigkeit und Gesteinsbeschaffenheit hat er als gewaltiges Widerlager die Abscherung zum Stillstand gebracht und ein Ausklingen der Krustenbewegung weiter ins Mittelland hinaus verhindert. Der aufgestülpte, gelegentlich auch überkippte Südrand dieses Widerlagers beweist deutlich den gewaltigen Seitendruck der von Süden andringenden abgescherten Gesteinsmassen. Die mächtige mittelländische Molasse ist für die tektonische Gestaltung des südwärts anschliessenden Molassegebirges von ausserordentlicher Bedeutung.

Aber unser Profil lenkt die Aufmerksamkeit auch auf jene Fragen, welche die Zerlegung und Datierung der gebirgsbildenden Vorgänge betreffen. Die jüngste mitgefaltete Gesteinsserie ist das Torton-Sarmat. Der Beginn der orogenetischen Phase, welche das heutige tektonische Bild geschaffen, fällt somit an die Wende von Miocaen und Pliocaen. Aber weder die Alpen, noch das subalpine Molassegebirge sind in einem Guss am Ende der Miocaenzeit entstanden. Es lassen sich noch ältere Baustadien herauslesen. Besondere Bedeutung kommt jener Dislokationsphase zu, die am Schluss der Oligocaenzeit den Molassetrog in weitgehendem Masse umgestaltet hat. Der miocaene Sedimentationsraum war nicht mehr der gleiche wie in der Oligocaenzeit. Dem Alpenrand wurde ein Festlandstreifen angegliedert. Über das Relief dieses während der Miocaenzeit der Erosion ausgesetzten, aus oligocaener Molasse aufgebauten Festlandstreifens wissen wir noch sehr wenig. Am Kontakt von Molasse und Flysch sind an vielen Stellen am Alpenrand Erosionslöcher beobachtet, ferner lokal auftretende Unregelmässigkeiten im Streichen der aufgeschobenen Molasse, die durch eine holperige Unterlage der Schubmasse erklärt werden können. Wir haben demnach mit einer ausgesprochenen Erosionsfläche zu rechnen, für deren Herausarbeitung ein langer Zeitraum (Miocaenzeit) zur Verfügung stand. Die Erosionsbasis ist das miocaene Meer, dessen Südküste durch den in Frage stehenden Festlandstreifen gebildet wurde. Aber über den geologischen Bau und die Höhenverhältnisse des Festlandstreifens wissen wir nichts. Arnold Heim rechnet mit einem selbständigen, gefalteten, durch Erosion gegliederten Nagelfluhgebirge, das schon vor dem Heranschub der alpinen Decken vorhanden gewesen. Die vordringenden alpinen Decken brandeten an diesem Nagelfluhgebirge, das sich bei diesem Vorgang in jeder Beziehung passiv verhalten haben soll. Nach dieser Vorstellung wäre die Faltung der Molasse älter als der jüngste Deckenschub und somit von letzterem total unabhängig. Meine Untersuchungen aber haben absolute Abhängigkeit und Gleichaltrigkeit beider Vorgänge ergeben. Das subalpine Molassegebirge, wie es heute vor uns steht, ist erst durch das Vordringen der alpinen Decken am Ende der Miocaenzeit geschaffen worden. Die Molasse des Festlandstreifens mit ihren Erosionsnarben ist dabei gewandert, verstellt und in die Höhe gepresst worden. Die jetzige Höhenlage der Erosionsnarben beweist keineswegs ein miocaenes Molasseland von der Höhe unserer subalpinen Molasseberge.

Mit der Entstehung des oligocaenen Festlandstreifens am Alpenrande war eine Verschiebung der Küste mit den Flussmündungen und gleichzeitig eine Senkung des Sedimentationsbeckens verbunden, welche das Hereinfluten des miocaenen Meeres zur Folge hatte (Burdigale Transgression). Das miocaene Meer hat alpenwärts nie weit über die heutige Verbreitungsgrenze der Meeresmolasse hinausgereicht.

Unter der Voraussetzung einer weiter südwärts reichenden miocaenen Sedimentdecke hätte die aquitane Gesteinsserie nicht so energisch zusammengeschoben werden können. Weitere Gründe für diese Auffassung sind in meinen früheren Arbeiten über die subalpine Molasse enthalten.

So spiegelt sich in der reich gegliederten Molasselandschaft am Vierwaldstättersee die geologische Geschichte von drei zeitlich verschiedenen tertiären Schuttfächern, in welchen der lithologische Charakter der Gesteinskomplexe das tektonische Verhalten in hohem Masse beeinflusst hat.

Wir verfolgen nun an Hand der beigegebenen Kartenskizze (Taf. VIII) die subalpine Molasse von der Zentralschweiz aus nach Osten und nach Westen. Vorerst erinnern wir daran, dass jeder Schuttfächer am Alpenrand seine eigene Stratigraphie besitzt; wir dürfen weder übereinstimmende Mächtigkeiten, noch gleiche Aufeinanderfolge und Verteilung des Grob- und Feinschuttes erwarten. Auf der langen Strecke zwischen Bodensee und Genfersee weist das tektonische Bild tiefgreifende Veränderungen auf. Der Wechsel in der Tektonik vollzieht sich in der Gegend von Schangnau im Obern Emmental (Emmelinie). Östlich der Emme stimmt bis weit über den Rhein hinaus der Gebirgsbau in den grossen Zügen mit dem in der Zentralschweiz überein. Die flachgelagerte miocaene Molasse des Mittellandes ist an ihrem Südrande überall aufgestülpt und beteiligt sich in gleicher Weise am Aufbau des Nordschenkels der nördlichsten Antiklinale der subalpinen Molasse. Überall folgt alpenwärts auf die miocaene Molasse eine gefaltete Sedimentzone von aquitanem Alter, und überall ist diese überschoben von der unter den Alpenrand tauchenden mitteloligocaenen Molasse. Es gliedert sich die subalpine Molasse östlich der Emme nach ihrem tektonischen Verhalten, in Übereinstimmung mit den Verhältnissen am Vierwaldstättersee in zwei Zonen, die nach ihrer geographischen Lage zum Alpenrand als äussere und innere Molassezone bezeichnet werden können. Die äussere Zone ist die Zone der gefalteten, die innere die Zone der aufgeschobenen Molasse (vgl. Taf. VII, Prof. 1). Zwischen Emme und Genfersee ist die subalpine Molasse tektonisch anders gegliedert. Ein gefalteter Molassestreifen vor der aufgeschobenen Molasse, wie er im östlichen Gebiet uns entgegentritt, fehlt vollständig. Die miocaene Molasse ist nicht aufgestülpt, sondern taucht flexurartig unter die aufgeschobene stampische Molasse (vgl. Taf. VII, Prof. 2)¹⁾. Der Abbiegungsrand ist von HEIM als westschweizerische Hauptantiklinale bezeichnet worden. Die Erklärung für diese Divergenz in den Lagerungsverhältnissen östlich

¹⁾ Für den Abschnitt Gurten-Giebelegg konnte ich unveröffentlichte Aufnahmen von Herrn Dr. RUTSCH verwerten.

und westlich der Emme ist folgende: Wie vor der Rigi, so fällt auf der ganzen Strecke vom Vorarlberg bis an die Emme der Südrand des miocaenen Molassetroges annähernd zusammen mit der heutigen südlichen Verbreitungsgrenze der Meeresmolasse. Er verläuft (vgl. Kartenskizze) in einiger Entfernung nördlich vom Stirnrand der aufgeschobenen Molasse. Bei Schangnau dagegen tritt der Südrand des miocaenen Molassetroges unter die aufgeschobene Molasse und das alpine Deckengebirge. Hier kreuzen sich zwei geologisch ausserordentlich wichtige Linien, der Stirnrand der alpinen Decken und die Uferlinie des miocaenen Meeres. Der fundamentale Unterschied zwischen östlichem und westlichem Gebiet liegt darin, dass ostwärts der Emme die alpine Deckenstirn in der jüngsten grossen Dislokationsphase den Südrand des miocaenen Molassetroges nicht erreicht hat, westlich der Emme aber weit nordwärts über denselben vorgeschoben wurde. Die der Schubwirkung ausgesetzten Sedimentkomplexe des Vorlandes sind nach ihrer lithologischen Zusammensetzung und daher in ihrem tektonischen Verhalten grundverschieden. Östlich der Emmelinie ist das alpin dislozierte Gebiet der zu Beginn der Miozänzeit bei der Nordschiebung des Molassetroges entstandene oligocaene Festlandstreifen, dessen geologische Geschichte für das Rigigebiet vorausgehend dargelegt worden ist. Westlich der Emmelinie dagegen ist die miocaene Sedimentdecke den Schubwirkungen ausgesetzt. In erster Linie ist das flexurartige Abbiegen der mittelländischen Molasse längs dem Überschiebungsrand als Schubwirkung aufzufassen (vgl. Taf. VII, Prof. 2). An verschiedenen Stellen, wie im Fallvorsassli an der Sense weist die tauchende Schichtserie interessante Stauungen auf. Die westschweizerische mittelländische Molasse reagiert bis an den Jurafuss hinüber in schwachen Verbiegungen auf die alpine Dislokation, während in der Zentral- und Ostschweiz die Lagerungsstörungen nur die alpennahe oligocaene Molasse bis zum Südrand der miocaenen Sedimentdecke betreffen, auf diesem schmalen Gebietsstreifen sich aber sehr intensiv äussern. Im Entlebuch und im Talgrund von Schangnau (Fischbächli) ist die Zusammenstauung besonders energisch; die aquitane Schichtserie ist steil aufgerichtet und eng zusammengepresst. Das Aquitan, das westlich Schangnau unter der tauchenden miocaenen Molassedecke verschwindet, tritt erst bei Lausanne, wo die breite Talung des Genfersees die untertauchende mittelländische Molasse schief zu ihrer Streichrichtung angeschnitten hat, in der Fazies der Molasse grise wieder zu Tage.

Zwischen Wiggen und Marbach taucht die nördlichste zentral-schweizerische Antiklinale unter und ist an der Emme zwischen Schangnau und Eggiwil nicht mehr nachzuweisen. Die flachen Antiklinalen und Synklinalen des westschweizerischen Mittellandes können daher nicht mit denen der Zentralschweiz in Verbindung gebracht werden; das Mittelland westlich der Emme besitzt seine eigene Tektonik.

Die Lage der Deckenstirne zum Südrand des miocaenen Molasse-troges erklärt auch die verschiedene Ausdehnung der miocaenen Schuttfächer im Mittelland östlich und westlich der Emme. Im westlichen Gebiet tauchen die miocaenen Schuttfächer zum grossen Teil unter das aufgeschobene Gebirge, und nur ihre Spitzen treten unter dem Aufschiebungsrand hervor (Mont Gibloux, Guggisberg); östlich der Emme dagegen sind die miocaenen Schuttfächer von der Wurzel bis zur Spitze der Beobachtung zugänglich und durch zahlreiche Erosionsrinnen aufgeschlossen. Der Gerölltransport hat nicht überall gleichzeitig eingesetzt; so enthält die burdigale Molasse des Rigigebietes noch keine Geröllbänke; der Beginn der Geröllaufschüttung fällt hier mit der Helvétien-Transgression zusammen. Im Napf- und Toggenburgerschuttfächer dagegen stellen sich die Gerölllager gleich zu Beginn der Burdigalzeit ein.

Wir wenden uns nach diesen Darlegungen dem Aufbau der aufgeschobenen Molasse zu. Dieselbe stellt nicht überall ein einfaches Überschiebungspaket dar mit normaler Schichtfolge vom Unterstampien zum Oberstampien, wie am Vierwaldstättersee. An verschiedenen Stellen am Alpenrand sind auch innerhalb des aufgeschobenen Schichtkomplexes Überschiebungsflächen beobachtet, die auf Schuppenbildung hinweisen. Es ist leider noch nicht möglich, durch das ganze Gebiet hindurch die Profile der aufgeschobenen Molasse stratigraphisch und tektonisch genauer zu gliedern; für weite Strecken fehlen hiezu noch Neuaufnahmen und die für die sichere Altersbestimmung der einzelnen Gesteinsserien notwendigen paläontologischen Belege. Dennoch lassen sich jetzt schon interessante, zum Teil unerwartete Verhältnisse feststellen. So weisen die durch Überschiebungsflächen gegen einander abgegrenzten Schuppen entweder eine normale Schichtfolge auf, — unten die ältern, oben die jüngern stampischen Sedimente — oder aber es fehlt in der einen oder andern Schuppe die unterstampische Schichtserie mit ihrem brackisch-marinen Charakter (Horwerschichten). Vermutlich sind solche Anomalien in der Schichtfolge tektonisch bedingt; bei längerer Schubstrecke über unebener, durchtalter Landoberfläche dürften die mergelreichen Horwerschichten vorerst in ihrer Mächtigkeit stark reduziert und zuletzt von der jüngern Sedimentserie überfahren worden sein. Entscheidende Beobachtungen sind unmöglich, da nur der Stirnrand der Schuppe der Untersuchung zugänglich ist.

Im Entlebuch wiederholt sich die Serie der Horwerschichten mit hangender Nagelfluh, wie wir sie im Rigigebiet kennen gelernt haben, nur mit dem Unterschied, dass die Mächtigkeit im Entlebuch gewaltig abgenommen hat. Dies gilt auch für die Schuppen im Vorarlberg. Vor der Stirne der Säntisdecke konnten bis jetzt nur in der innersten Schuppe südlich vom Weissbach die brackischen unterstampischen Mergel und Kalksandsteine mit den charakteristischen Steinkernen von Bivalven nachgewiesen werden. Die schon lange

bekanntesten unterstampischen Aufschlüsse der Horwerschichten am Biltnerbach (Kt. Glarus) mit ihren zahlreichen Cardien liegen ebenfalls in der aufgeschobenen Molasse; deren Beziehungen zu der vorliegenden stampischen Molasse, die in unerwarteter Mächtigkeit in der Bohrung bei Tuggen (südöstlich vom obern Zürichsee) festgestellt worden ist, sind nicht aufgeklärt; dies gilt vorläufig auch für das Gebiet zwischen Ricken und Speer, ferner für das Wäggitäl und die Gegend nördlich von Einsiedeln. Westlich der Emme treten, so weit wir bis jetzt wissen, im Gegensatz zum Rigigebiet, über der basalen Hauptüberschiebungsfäche zuerst Gesteinsserien auf, die nach den Fossilfunden dem Chattien zugewiesen werden müssen. Zwischen Schangnau und Thun sind südlich der Zulgaufschiebung oberstampische Sedimente ausserordentlich mächtig entwickelt. (Honeggschichten, Loseneggschichten, Bresserenschichten, Hünibachschichten). Darüber folgen an der Sausenegg (ca. 5 km. n. Sigriswil) über der bunten Nagelfluh der Blume die Horwer (Rallig) Schichten, welche nach SO unter den subalpinen Flysch hinabtauchen. Im Lehmern- und Eigengraben ob Schloss Ralligen am Thunersee sind fossilreiche Horizonte dieses Schichtkomplexes schon seit langer Zeit bekannt; aber deren tektonische Lage ist hier nicht abgeklärt; die steil nach SO fallenden Schichten sind diskordant an horizontal liegende Nagelfluhbänke angepresst. Im Aaretal nördlich Thun ist in der aufgeschobenen Molasse eine bedeutende Transversalverschiebung vermutet worden. Eine solche ist aber kaum vorhanden. Wir erinnern daran, dass die aufgeschobene Molasse ganz wie das alpine Deckengebirge streckenweise vorbrandet und dass infolgedessen der Stirnrand an diesen Stellen einen borgenförmigen Verlauf aufweist. Dieses Verhalten zeigt in ausgeprägter Weise auch das aufgeschobene Molassegebirge zwischen Thuner- und Genfersee. Der Aufschiebungskontakt ist im Aaretal bei Thun durch ausgedehnte glaziale und alluviale Schuttmassen verdeckt; aber nach den Aufschlüssen auf den beiden Talseiten gliedert sich die verdeckte Kontaktlinie ungezwungen in den weiten Bogen ein, den der Nordrand der stampischen Molasse vor dem Stockhorn beschreibt. Soweit wir bis jetzt wissen, liegt auch in diesem Gebiet (Gurnigelprofil in Lit. 31) der ältere stampische Schichtkomplex über dem jüngern.

Eine weitgehende tektonische Gliederung zeigt die aufgeschobene Molasse am Alpenrand der Kantone Freiburg und Waadt, die im folgenden etwas ausführlicher besprochen werden soll. Längs einer Linie, die von Pully östlich Lausanne über den Südfuss des Mont Gibloux nach der Sense verläuft, ist die subalpine Molasse auf die miocaene mittelländische Molasse der Westschweiz aufgeschoben. In einer Entfernung von 2—3 km finden wir alpenwärts eine weitere Störungslinie, die von Lutry über Palézieux in der Richtung Vuippens zu verfolgen ist. Sie streicht ostwärts der Saane unter die stark vorgeschobene Flyschmasse der Berra. Die genannte Störungslinie

scheidet zwei Schuppen, die wir als Paudèze- und Mionnazschuppe bezeichnen wollen. Der lithologische Aufbau der beiden Schuppen ist der folgende: Im Paudèzezug folgen von unten nach oben: *a.* Molasse rouge de Lausanne mit Einschluss der faziell anders ausgebildeten tiefsten Paudèzeschichten (Mol. à gypse et Mol. à Néritines), *b.* Kohlenführende Molasse. In gleicher Lagerung und in beinahe derselben Fazies treten Molasse rouge de Lausanne und kohlenführende Molasse auch in der Mionnazschuppe auf. Diese enthält aber noch zwei weitere Gesteinsserien; die eine — als Vaulruz-Sandsteinzug bekannt — bildet das Liegende der Molasse rouge de Lausanne; die andere, im Hangenden der kohlenführenden Molasse, ist die mächtige Kalknagelfluh des Mont Pélerin. Die Vaulruzsandsteine entsprechen nach ihrem lithologischen Charakter den Kalksandsteinen der Horwer-(Rallig)-Schichten. Mergelkomplexe in Verbindung mit dem Vaulruzsandstein, die mit den Grisigermergeln zu vergleichen wären, sind hier nicht bekannt. Vermutlich ist diese Erscheinung tektonisch zu erklären, ebenso wie das plötzliche Aussetzen des Vaulruzsandsteinzuges westlich Vaulruz. Die oben genannte Nagelfluhdecke des Mont Pélerin reicht nach SO bis an die Veveyse. In tiefer Schlucht hat der Fluss zwischen Vevey und der Einmündung der Veveyse de Feygire eine Schichtfolge grauer, rot angewitterter Sandsteine und roter Mergel entblösst, die als Molasse rouge de Vevey bezeichnet wird. Diese Molasse taucht ostwärts unter die Flyschbildungen der Préalpes; nach Westen geht sie nach den neuen Untersuchungen von E. Gagnebin in die Nagelfluhdecke des Mont Pélerin über und müsste demnach mit derselben gleichaltrig sein. Im Gegensatz hiezu betonen andere Autoren die völlige stratigraphische und tektonische Selbständigkeit der Molasse rouge de Vevey. Sie ist längs der Veveyse an die untertauchende Nagelfluhdecke angeschoben. So stehen zwei Auffassungen einander gegenüber: entweder ist die Molasse rouge de Vevey der Mionnazschuppe anzugliedern, oder sie hat keine Beziehungen zur vorliegenden Molasse und stellt eine neue Schuppe dar. Unbestritten ist die stratigraphische Gleichsetzung der Molasse rouge de Vevey mit der roten Molasse von Bouveret und im Val d'Iliez.

Wie anderorts war auch für die westschweizerische subalpine Molasse die stratigraphische Deutung der verschiedenen Gesteinskomplexe in hohem Masse abhängig von den jeweiligen Vorstellungen über den mutmasslichen tektonischen Zusammenhang unter sich und mit der vorliegenden miocaenen Molasse des Mittellandes. So wurde bis in die jüngste Zeit auch in diesem Gebiet ein Teil des unter die Alpen tauchenden Molassestreifens mit der ausgedehnten Nagelfluhdecke des Mont Pélerin stratigraphisch dem Miocæn des Mittellandes gleichgestellt. Es ist nicht zu verwundern, wenn viele bis dahin geltende Anschauungen durch die paläontologische Alters-

bestimmung in Frage gestellt werden. Die bisherigen paläontologischen Untersuchungen ergeben folgendes:

Die in der Paudèzeschuppe aufgefundenen Säuger und Mollusken¹⁾ sprechen für Oberstampien (Chattien). Was die Säuger betrifft, verweisen wir auf die Untersuchungen von H. G. Stehlin (Lit. 65, 66).

Die Molluskenfunde betreffen:

Zonites (Aegopis) subangulosus Zieten. Corsier sur Lutry ML.

*Cepaea rugulosa Ziet.*²⁾ Rochette ML; St. Martin MB; Gèrignoz bei Vuippens MBa.

* *Plebecula Ramondi Brgt.* Paudex ML; Rochette ML, MBa; Belmont ML; Corsier sur Lutry MB, ML; Porsel ML; St. Martin MB; Gèrignoz bei Vuippens MBa; Semsales MB; Verrerie MBa.

* *Canariella lapicidella Tho.* Gèrignoz bei Vuippens MBa.

* *Canariella Massiliensis Math.* Paudex ML; Rochette ML.

Stalioa gracilis Sandb. Corsier sur Lutry ML.

Theodoxus helveticus Wenz (Neritina Ferussaci Mayer-Eymar) Belmont ML, MBa; Brûlées ML.

Gyraulus trochiformis applanatus Tho (Planorbis declivis A. Br.) Rochette ML.

Ancylus Dogei Maill. 1891. Rochette ML.

Ancylus Lyelli Mayer-Eymar. Rochette MZ.

Limnaea (Radix) subbullata Sandb. (Paudex; Conversion; Rochette; Belmont; Brûlées) ML; Possession (Broye) MBa.

Limnaea (Radix) pachygaster Tho. (Paudex; Conversion; Rochette; Brûlées, Corsier sur Lutry) ML; St. Martin MB; Possession (Broye) MBa.

Unio subflabellatus Rollier. Brûlées MBa.

Unio Broti Loc. Rochette, Brûlées ML.

Unio Laharpei Mayer-Eymar. Conversion; Mines de Bron (Paudèze) ML.

Unio Jaccardi Loc. (Rochette, Brûlées) ML; Possession (Broye) MBa.

Unio Favrei Loc. Moulins de Paudèze ML; Possession (Broye) MBa.

¹⁾ Materialien der Museen von Lausanne, Freiburg, Bern und Basel, ergänzt durch die von Maillard und Locard (Lit. 50a) aufgeführten Arten und Fundorte. Die Herren Drs. Gagnebin in Lausanne, Büchi in Freiburg und Gerber in Bern haben mir die Revision vieler Arten der Museumssammlungen ermöglicht, und ich danke ihnen für ihre Bemühungen wärmstens, ebenso Herrn Dr. Mühlethaler in Vevey für die Besorgung von Gesteinsproben. Abkürzungen: * Leitformen, ML Mus. Lausanne, MF Mus. Freiburg, MB Mus. Bern, MBa Mus. Basel, MZ Mus. Zürich.

²⁾ In den Fossilisten für die oligozäne Molasse der Westschweiz wird öfters unter der Bezeichnung *Helix Lausannensis* Dum. et Mort. eine Landschnecke aufgeführt, deren vertikale Verbreitung sich vollständig deckt mit derjenigen von *Cepaea rugulosa* Ziet. (Aquitain von Riantmont, Tunnel, La Borde, Chattien von Belmont, Chexbres, Châtel-Saint-Denis). Wegen der schlechten Erhaltung der Stücke ist vorläufig eine sichere Beurteilung dieser Art unmöglich.

Unio Lavateri Münster. Pully ML; St. Martin MB; Verrerie MBa.

Unio Vogti Loc. Brûlées ML; Verrerie, Possession (Broye) MBa.

Unio Picteti Loc. Belmont ML.

Sphaerium Blancheti Pictet. Belmont MB.

Cyrena Renevieri Loc. Mines de Bron (Paudèze) ML.

Cyrena Broti Loc. Mines de Bron (Paudèze) ML.

Cyrena exilis Loc. Conversion ML.

Die kohlenführende Molasse der Mionnazschuppe weist eine übereinstimmende oberstampische Molluskenfauna auf, nämlich:

* *Plebecula Ramondi* Brgt. Grandvaux, Coll. Schardt; Glérolles ML; Rivaz-Monod ML; (Verrerie bei Semsales; Champotey, hier in den obersten Schichten des Vaulruzsandsteins) MBa.

* *Pomatias antiquum* Brgt. Calamin bei Epesses ML.

Cyrena exilis Loc. Rivaz (Moulin Monod) ML.

Ancylus Dogei Maill. Rivaz (Moulin Monod) ML.

Sphaerium Blancheti Pictet. Rivaz (Moulin Monod) ML.

Planorbis (Coretus) connu cornu Brgt. Rivaz (Moulin Monod) ML.

Die im Kanton Freiburg an der Basis der Mionnazschuppe auftretende Vaulruzmolasse (= Horwerschichten) bietet, wie auch an mehreren andern Stellen des Alpenrandes (z. B. Ralligen am Thunersee) ein Gemisch von marinen und brackischen Arten, unter denen die letzteren weit vorherrschen. Cyrenen und kleine Cardien treffen wir in allen fossilführenden Aufschlüssen der Horwerschichten vom Genfersee bis in den Vorarlberg. Die Bestimmung der Mollusken, fast ausschliesslich Steinkerne von Bivalven, bietet grosse Schwierigkeiten. Säugetierfunde und Mollusken sprechen für Unterstampien (Rupélien).

Für die Altersbestimmung der Kalknagelfluh des Mont Pélerin, mit welcher die Mionnazschuppe nach oben abschliesst, liegen bis jetzt nur von Châtel-Saint-Denis¹⁾ paläontologische Belege vor, nämlich:

Glandina inflata Reuss (Chattien bis Burdigalien).

Cepaea rugulosa Ziet. ML. (Chattien und Aquitanien).

* *Plebecula Ramondi* Brgt. MZ.

* *Triptychia Escheri* Mayer-Eymar (4 Expl. im Museum zu Freiburg).

Die beiden letztgenannten Arten sind Leitformen für die chattische Stufe.

Aus der Molasse rouge de Vevey sind meines Wissens bis jetzt weder Säugetier- noch Molluskenfunde bekannt geworden. Eine paläontologische Horizontierung ist somit vorläufig ausgeschlossen. Immerhin weisen die im Val d'Iliez seinerzeit aufgefundenen und von Heer bestimmten Pflanzenreste auf oligocaenes Alter. Der autoch-

¹⁾ Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. Gagnebin liegt die Fundstelle hinter dem Hôtel des Bains in Châtel-Saint-Denis, nahe bei der Brücke, auf dem rechten Ufer der Veveyse.

thone Flysch geht dort nach oben in Schiefer über, deren Hangendes durch die Molasse rouge de Vevey gebildet wird. Die Pflanzenfunde wurden nach Gagnebin ca. 30 m unter der roten Molasse gemacht. Es handelt sich um:

Zizyphus Ungerii Heer. (Weitere Fundstellen: Ralligen, Horw, Katzenstrick ob Walchwil am Zugersee, Haselstauden im Vorarlberg.)

Podocarpus eocaenica Ung. (Weitere Fundstellen: Vaulruz, Ralligen.)

Die obgenannten Fundorte liegen alle in der aufgeschobenen Molasse des Alpennordrandes und betreffen Gesteinsserien vom Alter der Horwerschichten. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass die Molasse rouge de Vevey eine stampische Sedimentserie repräsentiert.

Altstampisches Alter besitzen ohne Zweifel die flyschähnlichen Gesteine am Knie der Veveyse westlich der Brücke von Feygire bei Châtel-Saint-Denis, in denen neuerdings E. GAGNEBIN die kleinen Bivalvenarten wieder fand, die von LOCARD seinerzeit mit Recht oder Unrecht als *Cyrena* und *Sphaerium* gedeutet worden sind. (*Cyrena ovalina* Desh., *C. Saussurei* Loc., *C. Eymari* Loc., *C. Thunensis* Mayer-Eymar). Die gleichen Arten finden sich in Ralligen und Horw. Das Bernermuseum besitzt von der obgenannten Fundstelle kleine *Cardien*, die mit noch nicht beschriebenen Formen aus dem Stampien von Horw und Bilten vollständig übereinstimmen und seinerzeit von Fischer-Ooster (Mitteil. Nat. Ges. Bern, 1866, p. 267) mit *Cardium Heeri* Mayer verglichen worden sind. Derselbe Autor hat 1866 von Feygire auch eine Rocheneikapsel beschrieben (*Raja helvetica* F. O.); ähnliche Formen von vermutlich verschiedenen Arten hat in jüngster Zeit J. Aegerter in Horw in den flyschähnlichen stampischen Tonmergeln von Grisigen südlich Luzern aufgefunden (Lit. 52a).

In Savoyen finden wir in den Profilen des Alpenrandes westlich Bonneville die älteste Molasse noch in stratigraphischem Zusammenhang mit Eocaen und Kreide (Lit. 52). So ist dort auch das Sannoisien durch Fossilfunde nachgewiesen. Spuren dieser ältesten Oligocaenbildungen sind bis jetzt in der Schweiz einzig vom Trockenmattsattel oben im Eigental (Nordseite Pilatus) bekannt. Kaufmann entdeckte in Gesteinsblöcken Fossilien (Pilatus 1867, p. 38; ferner Beitr. Lief. XXIV, p. 584), die von Mayer-Eymar als *Cardita Laurae* Brgt. und *Nystia Duchasteli* Nyst bestimmt worden sind. (Lit. 57, p. 760.) Hinten im Wäggitäl dürften nach Arn. Heim sich ebenfalls noch Überreste von ältester Molasse und Flysch in ihrem ursprünglichen Verbands vorfinden (Lit. 38).

Damit schliesse ich meine Darlegungen. Aus denselben geht hervor, dass am ganzen schweizerischen Alpenrande die Lagerungsverhältnisse der Molasse durch das alpine Deckengebirge bestimmt worden sind. Die subalpine Molasse ist in ihrem alpennähern Teil eine Überschiebungszone mit ausgesprochener Schuppenstruktur.

Die Schuppen enthalten nur oligocaene Sedimente. Paläontologisch sicher erwiesen sind die altstampischen brackisch-marinen Absätze (Rupélien), die wir als Horwerschichten zusammenfassen und die jungstampischen Bildungen (Chattien), denen zum grossen Teil die mächtigen Geröllaufschüttungen der aufgeschobenen Molasse mit den sie begleitenden roten Mergeln angehören. Diese Geröllaufschüttungen haben wohl gleiches Alter, aber nicht gleiche Zusammensetzung; im einen Schuttfächer dominiert die Kalknagelfluh, im andern die bunte Nagelfluh. Und weiter zeigt sich, dass in der aufgeschobenen Molasse die mächtigen unter- und oberstampischen Schichtkomplexe nicht dem ganzen Alpenrand entlang immer in ihrer normalen Altersfolge, nicht überall in ihrer ganzen Mächtigkeit und wahrscheinlich überhaupt nicht in allen ihren ursprünglich vorhandenen horizontalen Faziesausbildungen an den Überschiebungsrand hinaus gebracht worden sind. In verschiedenen Profilen der Aufschiebungsstirne liegt auf der basalen Schubfläche nicht der Komplex der Horwerschichten, sondern die oberstampische Schichtfolge; die mergelreichen Horwerschichten sind beim Vorschieben zurückgeblieben und von der jüngern Schichtgruppe überfahren worden. So bietet das tektonische Bild der aufgeschobenen Molasse in seiner Detailgliederung überraschende Unterschiede. Noch steht der Untersuchung ein weiteres Feld offen; es tauchen immer wieder neue Fragen auf. Es braucht noch viel gründliche Arbeit im Felde und eine seriöse Auswertung der paläontologischen Belege, um die Schwierigkeiten zu überwinden, die das Problem der subalpinen Molasse noch immer in überreichem Masse bietet.

Neuere Literatur.

1. AEPPLI A. Aus der Geologie des Kantons Zug. Zuger-Neujahrsblatt für das Jahr 1904.
2. BAUMBERGER E. und P. MENZEL. Beitrag zur Kenntnis der Tertiärflora aus dem Gebiete des Vierwaldstättersees (I. Stratigraphischer Teil, p. 2—20). Mém. de la Soc. Paléont. Suisse, Vol. XL, 1914.
3. BAUMBERGER E. Über das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten. Eclogae geol. Helv., Vol. XVI, 1920.
4. BAUMBERGER E. Die subalpine Molasse von Luzern. Eclogae geol. Helv., Vol. XIX, 1924/25.
5. BAUMBERGER E. Bericht über die Exkursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft in die subalpine Molasse von Luzern. Eclogae geol. Helv., Vol. XIX, 1924/25.
6. BAUMBERGER E. Versuch einer Umdeutung der Profile durch die subalpine Molasse der Zentral- und Ostschweiz. Eclogae geol. Helv., Vol. XIX, Heft 1, 1924/25 und Verh. der Schweiz. naturf. Gesellschaft in Luzern 1924, p. 150.
7. BAUMBERGER E. Über eine aquitane Molluskenfauna vom Untern Buchberg (Ob. Zürichsee). Eclogae geol. Helv., Vol. XX, Heft 2, 1927.
8. BAUMBERGER E. Die Deutung des Rigi- und Rossbergprofils auf Grund neuer Fossilfunde. Verh. der Naturf. Ges. in Basel. Bd. XL, 2. Teil, 1929.

9. BAUMBERGER E. Vorläufige Mitteilung über die Altersbestimmung der subalpinen Süsswassermolassen in der Ostschweiz. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. XXIII, Heft 2, 1930.
10. BECK P. Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. N. F. Lief. XXIX*, 1911.
11. BECK P. Berner Kalkalpen und Entstehung der subalpinen Nagelfluh. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. XI, No. 4, 1911.
12. BECK P. Das stampische Alter der Thuner Nagelfluh und deren Bedeutung für den Bau des Alpenrandes. *Mittg. der Naturf. Ges. in Bern*. 1922.
13. BECK P. Der Alpenrand bei Thun. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. XVII, No 3, 1922.
14. BLUMER E. Zur Kenntnis des helvetischen Alpen-Nordrandes. *Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. Zürich. Jahrg. 51*. 1906.
15. BÜCHI O. Geologische Untersuchungen im Gebiete der Préalpes externes zwischen Valsainte und Bulle. (Zürcher Diss.) 1923.
16. BUSS H. Über die subalpine Molasse im Kanton Freiburg. (Diss. Freiburg) 1921.
17. BURCKHARDT C. Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrande der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. XXXII*, 1893.
18. BUXTORF A. Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen. *Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. Bd. 60, Jahrg. 1908, Heft 1, 2*. 1907.
19. BUXTORF A. Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. 1:25 000. No. 9, 1910.
20. BUXTORF A. Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihoehfluhkette. 1:25 000. Mit Beiträgen von E. BAUMBERGER, G. NIETHAMMER und P. ARBENZ. No. 14, 1916.
21. CADISCH J. Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. XVIII, No. 2, 1923.
22. CADISCH J. Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. *Geol. Rundschau*, Bd. XIX, Heft 2, 1928.
23. CADISCH J. Geologische Beobachtungen im Molassegebiet zwischen Linth und Thur. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. XXIII, No. 2, 1930.
24. DILLENIUS E. H. Neuere Untersuchungen im Tertiärgebiet am Nordrand der Freiburgeralpen. (Diss. Freiburg) 1910.
25. DOUXAMI H. Etude sur la Molasse rouge. *Annales de la Société Linéenne de Lyon. T. 51*, 1904.
26. DOUXAMI H. et J. DESCHAMPS. La Molasse de Bonneville et ses fossiles. *Revue savoisienne* 1905.
27. ESCHER-HESS C. Über einige Vorkommnisse der oligocaenen und mio-caenen Molasse und Nagelfluh der östlichen Schweiz. Zürich 1907.
28. FALKNER und LUDWIG. Beiträge zur Geologie der Umgebung von St. Gallen. *Jahrb. d. St. Gall. Naturw. Ges. 1902 und 1903*.
29. FREI R. Geologische Untersuchungen zwischen Sempachersee und Oberem Zürichsee. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. Lief. 45*. 1914.
30. GAGNEBIN E. Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.*, 1924.
- 30a. GAGNEBIN E. Les Cyrènes de la Veveyse de Fegyre. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. XVII, No. 3, 1922.
31. GERBER ED. Geologie des Gurnigels und der angrenzenden subalpinen Molasse. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F., 50. Lief.*, 1925.
32. HEIM ALB. Geologie der Schweiz. 2. Lief., 1916.
33. HEIM ARN. und A. HARTMANN. Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz. *Beiträge z. Geol. d. Schweiz. Geot. Serie. Lief. 6*, 1919.
34. HEIM ARN. Der westliche Teil des Säntisgebirges. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F., Lief. XVI*, 1905.

35. HEIM ARN. Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich, 1906.
36. HEIM ARN. Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F., Lief. XX, 1910.
37. HEIM ARN. Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F., 53. Lief., 1923.
38. HEIM ARN. Über Bau und Alter des Alpen-Nordrandes. Eclogae geol. Helv., Vol. XXI, N^o 1, 1928.
39. HEIM A., BAUMBERGER E. und H. G. STEHLIN unter Mitwirkung im Gelände von SIEGFRIED FUSSENEGGER. Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlberg. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich. 1928.
40. HERBERT O. Geologische Aufnahme der Umgegend von Rapperswil-Pfäffikon am Zürichsee (Diss. Zürich) 1907.
41. KESSELI E. Neuere Ansichten über die Tektonik der Molasse zwischen Linth und Rhein. Jahrb. d. St. Gall. Naturw. Ges. Bd. 61, 1925.
42. KISSLING E. Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss. Beitr. z. Geol. d. Schweiz. Geot. Serie, Lief. 2, 1903.
43. LETSCH E. Die schweizerischen Molassekohlen östlich der Reuss. Beitr. z. Geol. d. Schweiz. Geot. Serie, Lief. 1, 1899.
44. LETSCH E. und E. RITTER. Die schweizerischen Molassekohlen. III. Beitr. z. Geol. d. Schweiz. Geot. Serie, XII. Lief., 1925.
45. LIECHTI W. Geologische Untersuchungen der Molassenagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F., 61. Lief., 1928.
46. LUDWIG A. Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse zwischen Necker und Rhein. Eclogae geol. Helv., Vol. XIX, 1925.
47. LUDWIG A. Aus dem ostschweizerischen Molassegebiet. Jahrb. d. St. Gall. Naturw. Ges. Bd. 62, 1926.
48. LUDWIG A. Stampische Molasse mit mariner Molluskenfauna am Nordrand des Säntisgebirges. Eclogae geol. Helv., Vol. XX, 1927.
49. LUDWIG A. Bericht über die Exkursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft im st. gallisch-appenzellischen Molasseland, vom 9. September 1930. Eclogae geol. Helv., Vol. XXIV, No. 1, 1931.
50. LUGEON M. Réunion extraordinaire dans le Chablais (Tectonique de la Paudèze près Lausanne). Bull. Soc. géol. France: (4) T. I. 1901, p. 686.
- 50a. MAILLARD G. et A. LOCARD. Monographie des Mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles. Mém. Soc. Paléont. suisse, Vol. XVIII et XIX, 1892/93.
51. MOLLET H. Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F., 47. Lief., 1921.
52. MORET L. La région molassique et sa bordure nummulitique d'Annecy à Cluses. Revue savoisiennne. Année 1922.
- 52a. PEYER B. Rochen-Eikapseln aus den Horwerschichten (unteres Stampien) von Grisigen, Kt. Luzern. Eclogae geol. Helv., Vol. XXI, No. 2, 1928.
53. RENEVIER E. L'axe anticlinal de la molasse aux environs de Lausanne. Eclogae geol. Helv., Vol. VII, 1902.
54. RICHTER M. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Allgäuer Molasse. Geol. Rundschau (Steinmann Festschrift). Bd. XVII a, 1926 (Mit Prof. durch die subalpine Molasse der Ostschweiz. Taf. IX).
55. RITTER E. Stratigraphie und Tektonik der kohlenführenden Molasse zwischen Genfersee und Saanetal. (Diss. Basel.) Eclogae geol. Helv., Vol. XVIII, Heft 3, 1924.
56. ROLLIER L. Die Entstehung der Molasse auf der Nordseite der Alpen. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. in Zürich. Jahrg. 49, 1904.
57. ROLLIER L. Fossile Fauna der Schweiz. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. IV, 1906.
58. ROLLIER L. Sur la Molasse suisse et du Haut-Rhin. Verh. d. Schweiz. naturf. Ges. 93. Jahresversammlung in Basel. 1910.

59. ROLLIER L. Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes en général et de la molasse subalpine suisse en particulier. *Nouv. Mém. Soc. hélv. d. Sc. nat.*, Vol. 46, 1911.

60. RUTSCH R. Geologie des Belpbergs. Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie, Paläontologie und Tektonik der Molasse südlich von Bern. *Mitt. d. Naturf. Ges. in Bern für das Jahr 1927*. Bern 1928.

61. SCHARDT H. Coup d'Oeil sur la structure géologique des environs de Montreux. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* Vol. XXIX, No. 112, 1893.

62. SCHARDT H. Die geologischen Verhältnisse des Stau- und Kraftwerkes Wäggitäl. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. XVIII, No. 4, 1924.

63. SCHIDER R. Geologie der Schratzenfluh im Kanton Luzern. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F.*, 43. Lief., 1913.

64. SCHMIDT C. Über die Geologie der Umgebung von Küssnacht. (Führer durch Küssnacht.) 1894.

65. STEHLIN H. G. Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. *Verh. d. naturf. Ges. Basel*. Bd. XXV, 1914.

66. STEHLIN H. G. Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocänen Molasse. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XVI, No. 5, 1922.

67. TERCIER J. Géologie de la Berra. *Mat. p. la Carte géol. de la Suisse*. N. S., 60. Livr., 1928.

Profile.

68. AEPPLI AUG. Geologisches Profil durch den Rigi, 1:100 000. *Geogr. Lexikon der Schweiz*, Bd. IV, 1906, p. 190.

69. BACHMANN H. Geologische Querprofile aus der Umgebung von Luzern. *Geogr. Lexikon d. Schweiz*, Bd. III, 1905, p. 240.

70. BAUMBERGER E. Profile durch das Westende des Rossberg, ca. 1:37 000. (In Lit. 2.)

71. BAUMBERGER E. Profile durch die subalpine Molasse bei Luzern, 1:25 000. 1924. (Zu Lit. 4.)

72. BAUMBERGER E. Profile durch die subalpine Molasse der Ostschweiz (vorgewiesen in Luzern 1924 (s. Lit. 6 und Lit. 47, p. 90), publiziert anlässlich der Exkursion d. Schweiz. geol. Ges. im st. gallisch-appenzellischen Molasseland im September 1930 (vgl. A. LUDWIG, Exkursionsbericht, Lit. 49).

73. BAUMBERGER E. Profile durch die subalpine Molasse des Rigi- und Rossberggebietes 1929. Zu Lit. 8.

74. BECK P. Profile zur geologischen Karte der Gebirge nördlich Interlaken, 1:40 000. (Spez. K. 56b) 1910. Zu Lit. 10.

75. BLUMER E. Molasseprofil längs des Zugersees. *Geogr. Lex. d. Schweiz*. Bd. VI, 1910, p. 846.

76. BRUN JOS. Geologische Profile durch die Luzerner Alpen, 1:100 000. *Geogr. Lex. d. Schweiz*, Bd. III, 1905, p. 222.

77. BUSS H. Profil Alpenrand-Mont Gibloux, ca. 1:60 000. In Lit. 16.

78. BUXTORF A. Fünf Profil-Entwürfe durch die zentralschweizerischen Kalkalpen, 1907. In Lit. 18.

79. BUXTORF A. und C. SCHMIDT. Zwei geologische Profile durch die nördlichen Alpen der Mittelschweiz, 1:200 000. Führer zu den Exkursionen der deutschen geol. Ges. im August 1907.

80. BUXTORF A. Geologische Profile durch Vitznauerstock und Rigihochnfluh am Vierwaldstättersee, 1:25 000. (Profiltafel zu Karte 29, Lit. 20.) 1913.

81. BUXTORF A., TOBLER A., NIETHAMMER G., BAUMBERGER E., ARBENZ P. und W. STAUB. Profile zur geologischen Vierwaldstätterseekarte, 1:50 000. (Spez. K. 66b.) 1915.

82. FALKNER C. und A. LUDWIG. Profile durch die Molasse der Umgebung von St. Gallen. 1:12 500 und 1:25 000. 1902/08. Zu Lit. 28.
83. GAGNEBIN E. Profils géologiques des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales, 1924, in Lit. 30.
- 83a. GERBER E. Profil Nünenen-Giebelegg, 1:25 000; in Lit. 31.
84. HEIM ALB. Profile durch die subalpine Molasse der Schweiz, 1:75 000. Geol. d. Schweiz, Lief. 2, 1913. Taf. VI und VII.
85. HEIM ARN. Profile durch den westlichen Teil des Säntisgebirges. Taf. I in Lit. 34. 1905.
86. HEIM ARN. Profile durch den Mattstock, 1:15 000. Taf. XXX in Lit. 36. 1917.
87. HEIM ARN. Tektonische Profile des Alpenrandes zwischen Appenzell und Rheintal, 1:15 000. 1923. Taf. II zu Lit. 37.
88. KESSELI E. Profile durch die ostschweizerische Molasse, 1925 in Lit. 41.
89. LIECHTI W. Querprofil durch die Molasse des Oberemmentals zwischen Emme und Ilfis, 1:25 000. Zu Lit. 45.
90. LUDWIG A. Profile aus der ostschweizerischen Molasse. 1927. In Lit. 47.
91. LUDWIG A. Profile durch die ostschweizerische Molasse, publiziert anlässlich der Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. im st. gallisch-appenzellischen Molasseland im Sept. 1930. (Vgl. Lit. 49).
92. LUGEON M. Profil tectonique de la Pandèze près Lausanne. Lit. 50.
93. MOLLET H. Profilserie zur geologischen Karte Schafmatt-Schimberg (Kt. Luzern), 1:25 000. 1921. Zu Lit. 51.
94. OBERHOLZER J. Geologisches Querprofil durch die Sihlgruppe von der Linth bis zum Klönthal, 1:110 000. Geogr. Lex. d. Schweiz. Bd. V, 1908, p. 539.
95. RICHTER M. Profile durch die subalpine Molasse der Ostschweiz. Taf. IX in Lit. 54.
96. RITTER E. Geologische Übersichtsprofile durch das subalpine Tertiär am Nordrand der Préalpes, 1924. In Lit. 55.
97. RITTER E. Geologische Profile durch die kohlenführende Molasse (Oligocaen) von Paudex-Belmont, Oron und Semsales, 1:50 000. 1924. In Lit. 55.
98. ROLLIER L. Profil des deux rives du Vorder-Wäggithal, 1:25 000, in Lit. 59.
99. SCHARDT H. Géologie des environs de Montreux. Profils. Pl. III in Lit. 61. 1893.
100. SCHARDT H. Profils géologiques du versant nord des Alpes suisses par la Zone des Préalpes du Stockhorn et du Chablais, in Les régions exotiques etc. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. Vol. 34, No. 128. Année 1898.
101. SCHARDT H. Geologisches Profil durch die Alpen des Chablais. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. I, 1902, p. 436.
102. SCHARDT H. Geologisches Querprofil durch das alpine Gebiet der Emme-gruppe, 1:100 000. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. I, 1902, p. 703.
103. SCHARDT H. Geologisches Querprofil durch den südlichen Jorat, 1:200 000. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. II, 1904, p. 655.
104. SCHARDT H. Geologisches Querprofil durch den Moléson, 1:100 000. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. III, 1905, p. 391.
105. SCHARDT H. Geologisches Profil durch die Gegend von Montreux, 1:100 000. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. III, 1905, p. 419.
106. SCHARDT H. Geologisches Querprofil durch die Gruppe des Napf, 1:100 000. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. III, 1905, p. 515.
107. SCHARDT H. Geologisches Querprofil durch die Gruppe des Pilatus. (Pilatus-Bonern) 1:50 000. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. III, 1905, p. 745.
108. SCHARDT H. Geologisches Querprofil durch die Pleiades, 1:50 000. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. III, 1905, p. 768.
109. SCHARDT H. Geologische Profile durch die Saane- und Simmengruppe (Gurnigel), 1:300 000. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. IV, 1906, p. 299.

110. SCHARDT H. Geologisches Querprofil durch die Schratzenfluh, 1:50 000. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. IV, 1906, p. 602.
111. SCHARDT H. Antiklinalaxe der Molasse östlich Lausanne. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. IV, 1906, p. 669.
112. SCHARDT H. Profil géologique à travers les Préalpes fribourgeoises-vaudoises, 1:120 000. Neuvième Congrès international de Géographie. Livret des Excursions scientifiques. 1908.
113. SCHARDT H. Geologisches Profil durch die Unterwaldneralpen, 1:200 000. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. VI, 1910, p. 237.
114. SCHARDT H. Geologisches Profil durch die Schwyzer- und Urneralpen (Rigi-Windgälle). Geogr. Lex. d. Schweiz. Bd. VI, 1910. p. 264.
115. SCHARDT H. Geologisches Querprofil durch die Berge am rechten Ufer des Vierwaldstättersees, 1:200 000. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. VI, 1910, p. 385.
116. SCHARDT H. Geologisches Profil durch die Waadtländer Alpen. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. VI, 1910, p. 450.
117. SCHARDT H. Geologisches Profil durch die Alpen der Aagruppe (Rigi-Bauenstöcke), 1:200 000. Geogr. Lex. d. Schweiz, Bd. VI (Suppl.), 1910, p. 864.
118. SCHARDT H., MEYER H. und A. OCHSNER. Geologische Profile beiderseits des Wäggitales, 1:25 000. Eclogae geol. Helv., 1924, Vol. XVIII, Taf. XVIII in Lit. 62.
119. SCHIDER R. Geologische Profilsérie durch die Schratzenfluh, 1:37 500. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F., Lief. 43., 1913. Zu Lit. 63.
120. SCHMIDT C. Rigiprofil im Führer von Küssnacht. 1894. In Lit. 64.

Geologische Karten.

121. BECK P. und E. GERBER. Geologische Karte Thun-Stockhorn, 1:25 000. 1925.
122. BECK P. Geologische Karte der Gebirge nördlich von Interlaken, 1:50 000. 1910 (Spez. K. 56a). Zu Lit. 10.
123. BURCKHARDT C. Die nördlichste Kreidekette der Alpen von der Sihl bis zur Thur. 1:50 000. 1893. Taf. I in Lit. 17.
124. BURCKHARDT C. Karte zur Veranschaulichung der Beziehungen der Faltung des Nordrandes der Alpen zwischen Rhein und Sihl zur vorgelagerten Nagelflüh. 1893. Taf. IX in Lit. 17.
125. BÜCHI O. Geologische Karte der Préalpes externes zwischen Valsainte und Bulle. 1923. In Lit. 15.
126. BUSS H. Karte der freiburgischen subalpinen Molasse, 1:75 000. 1921. In Lit. 16.
127. BUXTORF A. Geologische Karte der Rigihoehfluhkette mit Beiträgen von E. BAUMBERGER, G. NIETHAMMER und P. ARBENZ, 1:25 000. (Spez. Karte 29a.) 1913.
128. BUXTORF A., TOBLER A., NIETHAMMER G., BAUMBERGER E., ARBENZ P. und W. STAUB. Geologische Vierwaldstätterseekarte, 1:50 000. (Spez. K. 66a.) 1915.
129. FALKNER C. und A. LUDWIG. Geologische Karte von St. Gallen und Umgebung, 1:25 000. 1903. Zu Lit. 28.
130. GAGNEBIN E. Carte géologique des Préalpes entre Montreux et le Moléson et du Mont Pelérin, 1:25 000. (Carte spec. N° 99.) 1922.
131. *Geologische Karte der Schweiz*, 1:100 000. Blätter IV, VIII, IX, XII, XV, XVI, XVII.
132. HEIM ARN. Westende der Säntisgruppe (Spez. K. 37, Säntisgebirge Taf. VI) 1905. Zu Lit. 34.
133. HEIM ARN. und J. OBERHOLZER. Geologische Karte der Gebirge am Walensee. 1:25 000. 1907. (Spez. K. N° 44.)

134. HEIM ARN. Geologische Kartenskizze des Alpenrandes zwischen Appenzell und Rheintal, 1:25 000. 1923. Taf. I in Lit. 37.
135. HEIM A. und C. SCHMIDT. Geologische Karte der Schweiz, 1:500 000. 2. Aufl. 1911.
136. HERBERT O. Geologische Karte der Umgebung von Rapperswil, 1:25 000. 1907. Zu Lit. 40.
137. KAUFMANN F. J. Geologische Karte des Pilatus, 1:25 000. Ein Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. 5. 1867.
138. KAUFMANN F. J. Geologische Karte der Umgebung von Luzern 1:20 000, in Geol. Skizze von Luzern und Umgebung. Beil. z. Jahresbericht d. Kantonschule Luzern 1886/87.
139. LUDWIG A. Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25 000. Bl. IV. 1930. (Bl. Flawil, Herisau, Brunnadern und Schwellbrunn.)
140. MOLLET H. Geologische Karte des Schafmatt-Schimberggebietes (Kt. Luzern), 1:25 000. 1921. Zu Lit. 51.
141. RITTER E. Flözkarte der kohlenführenden Molasse (Oligocaen) von Paudex-Belmont, Oron und Semsales. 1924. In Lit. 55.
142. SCHARDT H. Esquisse géotectonique du versant nord des Alpes suisses, 1:100 000, in Les régions exotiques etc. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. Vol. 34. 1898. Pl. I.
143. SCHARDT H., MEYER H. und A. OCHSNER. Geologische Karte des Wäggitales, 1:25 000, 1924. Zu Lit. 62.
144. SCHIDER R. Geologische Karte der Schrattenfluh, 1:25 000. 1913. Zu Lit. 63.
145. STUDER B. und A. ESCHER v. DER LINTH. Geologische Karte der Schweiz, 1:380 000. 2. Ausg. 1867.

6. — H. J. FICHTER (Basel): **Verteilung der Mikrofauna im helvetischen Malmkalk (Quintnerkalk) am Gonzen bei Sargans.** Mit 1 Textfigur.

Die folgenden Ausführungen stützen sich auf die Untersuchung von über 200 Dünnschliffen aus dem Malm des Gonzen, im Auftrag der Eisenbergwerk Gonzen A.-G. Ich möchte nicht verfehlen, Herrn Prof. BUXTORF meinen Dank auszusprechen für diese Gelegenheit, die er mir als Anfänger bot, meine frisch erworbenen Kenntnisse praktisch zu verwerten, sowie für seine freundliche Unterstützung bei dieser Arbeit. Zu Dank verpflichtet bin ich ferner meinem Studien-genossen Bergingenieur E. FORKERT, der diese Untersuchungen mit mir durchführte.

Bekanntlich findet sich das Eisenerz am Gonzen als stratigraphischer Horizont eingelagert in eine ca. 350 m mächtige Kalkserie¹⁾. Bisher konnte man in dieser sehr eintönigen Schichtfolge durch die Abtrennung der dünnbankigen dunkeln Kalke des mittleren Teils lediglich drei Teile unterscheiden, den untern Quintnerkalk, das sogenannte Mergelband und den obern Quintnerkalk²⁾.

¹⁾ ALB. HEIM, Das Eisenerz am Gonzen, sein Alter und seine Lagerung, Geologische Nachlese No. 11, Vierteljahrsschrift der natf. Ges. Zürich, Jahrg. XLV, 1900.

²⁾ Das Eisenerzvorkommen am Gonzen bei Sargans, Geologische Studie von J. OBERHOLZER, p. 159, Beiträge, geotechnische Serie, Bd. 13.

Auf Anregung von Herrn Prof. Buxtorf haben wir nun versucht, mit Hilfe von Dünnschliffserien Anhaltspunkte zu finden, die dem Geologen eine weitergehende Orientierung in diesen Kalkmassen erlauben. Dabei haben wir uns beschränkt auf Beobachtungen im Mikroskop bei höchstens 100-facher Vergrößerung, also in erster Linie die Mikrofauna und daneben die Gesteinsstruktur untersucht.

Die Mikrofauna setzt sich in der Hauptsache aus drei Kategorien zusammen, aus Spongiennadeln, Radiolarien und der bekannten *Calpionella alpina* Lorenz. Die Dünnschliffe wurden auf das Vorhandensein und die Häufigkeit dieser Mikrofossilien geprüft und so ihre vertikale Verbreitung und Häufigkeitsschwankungen festgelegt.

Die Gesteinsstruktur bietet oft ein mannigfaltiges und rasch wechselndes Bild, so dass wir uns besonders im oberem Quintnerkalk begnügten, die ungefähre vertikale Verbreitung gewisser typischer Strukturen zu erfassen.

Die Resultate unserer Untersuchung sind aus der beigegebenen Tabelle ersichtlich. Diese Darstellung beruht auf einem aus drei Stücken zusammengesetzten Normalprofil von 46 Dünnschliffen, wobei die Gesteinsproben im allgemeinen in Abständen von je 10 m genommen wurden. Daneben haben wir eine Anzahl grösserer und kleinerer Schliffserien und einzelne Schliffe (zusammen 171 Dünnschliffe) mit dem Normalprofil verglichen¹⁾.

Die ausführliche Beschreibung der Beobachtungen würde hier zu weit führen und ist wohl auch überflüssig, da die Tabelle alles Wichtige enthält. Einige Punkte möchten wir jedoch hervorheben.

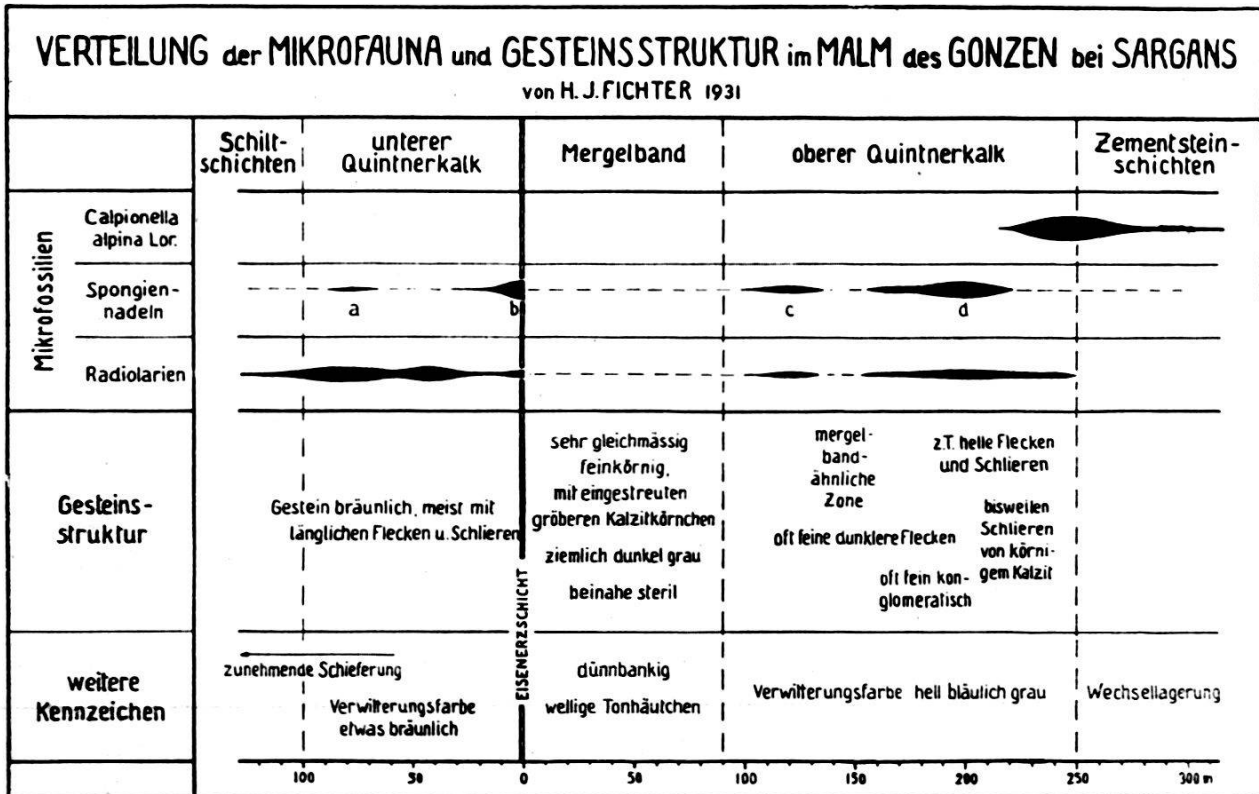
Vertikale Verbreitung der *Calpionella alpina*. Calpionellen treten in der Grenzregion von oberem Quintnerkalk und Zementstein plötzlich in gewaltigen Mengen auf und lassen sich im Zementstein weiter verfolgen, wie weit können wir nicht genau angeben. Jedenfalls haben wir in unsern sämtlichen Dünnschliffen aus Zementsteinschichten, auch aus ihrem höhern rein schiefrigen Teil, mehr oder weniger gut erkennbare Calpionellen gefunden. In tiefern Schichten als dem obersten Teil des oberem Quintnerkalks sieht man gelegentlich ringförmige Querschnitte, die man wohl als Calpionellen betrachten könnte, jedoch haben wir dort nie eine sichere *Calpionella* angetroffen.

Das Eisenerz liegt, wie schon länger bekannt ist²⁾, in der obersten Bank des untern Quintnerkalks. Darüber folgt mit scharfer Grenze das Mergelband. Es ist direkt auffallend, wie sich diese Grenze auch im Dünnschliff zeigt (siehe Tabelle): Nirgends in der ganzen untersuchten Schichtfolge findet sich ein Gestein, das so reich ist

¹⁾ Sämtliche Dünnschliffe befinden sich im geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel.

²⁾ ARN. HEIM, Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe, Beiträge N. F. XX, p. 501, 4a.

an organischen Resten wie gerade der oberste Teil des untern Quintnerkalks, und unmittelbar darüber folgt das andere Extrem der Schichtserie, das fast völlig sterile Mergelband. Die Sedimentation ist also hier gestört worden, und man darf wohl die Entstehung des Eisenerzes auf irgendeine Art mit dieser Sedimentationsstörung in Zusammenhang bringen.



Wie schon bemerkt, war der Zweck unserer Untersuchung, eine genauere Orientierung im Quintnerkalk zu ermöglichen. Dazu haben wir uns besonders der Horizonte bedient, in denen die Spongiennadeln angereichert sind (a—d in der Tabelle), und haben damit — wenigstens in unserm beschränkten Untersuchungsgebiet — recht gute Erfahrungen gemacht.

Was nun die Anwendung unseres Verteilungsschemas der Mikrofauna auf andere Gegenden anbelangt, so wissen wir bis jetzt wenig.

ARN. HEIM hat schon 1916 das massenhafte Auftreten von Calpionellen an der Grenze vom obern Quintnerkalk zum Zementstein beobachtet im Profil von Lochezen bei Walenstadt (Mürtschen-*decke*)¹⁾. Ebenso hat Marthe Gerber 1930 aus dem Gebiet zwischen Urirotstock und Brünig den Calpionellenreichtum im obersten Quintnerkalk und den untersten Zementsteinschichten erwähnt²⁾.

¹⁾ ARN. HEIM, loc. cit., p. 485, fig. 135, f.

²⁾ MARTHE GERBER, Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentralschweiz, Eclogae Bd. 23, 2, p. 535.

Ausserdem konnte ich im Laufe der Untersuchungen für meine Dissertation auf Blatt Isenthal (S. A. 382) an der Schrindi den Reichtum an Spongiennadeln der obersten Bänke des untern Quintnerkalks und über diesen mit scharfer Grenze das typische Mergelband nachweisen (Südrand der Drusbergdecke). Hier habe ich auch in den Kalkbänken der Zementsteinschichten regelmässig Calpionellen gefunden.

Ich hoffe, in meiner Dissertation noch Genaueres über die Verhältnisse in dieser Gegend mitteilen zu können.

7. — H. SUTER (Zürich): **Zur Geologie des St. Immertales und der Franches Montagnes.**

Diese Arbeit erscheint in den Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz.

8. — P. ARBENZ (Bern): **Über Gliederung und Zusammenhänge in den Bündnerschiefern nördlich und südlich der Schynschlucht.**

Die Mitteilung wird später in den Eclogae erscheinen.

9. — MOR. M. BLUMENTHAL (Chur): **Der Prätigauflisch und seine Stellung im Penninikum.¹⁾**

Über das Gebirge nördlich der Landquart sind in den letzten Jahren verschiedene Arbeiten erschienen (HÄFNER, STAHEL, ARNI²⁾), so dass mit etwelchen kleinen Lücken die Schiefermasse zwischen Klosters und Rheintal untersucht war, eine für örtliche Verhältnisse passende stratigraphische Aufteilung durchgeführt und die allgemeinen Baulinien erörtert waren. Zum Anschlusse an Mittel- und Südwestbünden fehlte noch die Aufnahme des Gebietes zwischen Landquart und Plessur, aus welchem zwar schon zahlreiche Beobachtungen von J. CADISCH vorlagen. Die Kartierung dieses Schiefergebietes in den Spätsommern 1929 und 1930 bewirkte, dass zum Zwecke der allgemeinen Verbindung und Vereinheitlichung ein wesentlicher Teil der Arbeit wieder auf die Nordseite der Landquart verlegt wurde.

Die genannten Autoren halten sich in der Hauptsache an die erstmals gegebene Aufteilung durch D. TRÜMPY, der, wie bekannt, einen oberen und unteren Flysch unterschied, getrennt durch die Ruchbergsandsteine als Basisglied der oberen Abteilung; denselben folgen nach oben die Äbigratschichten und die Ganey-schiefer, während der untere Flysch die mächtige Folge der Gandawaldschichten enthält, auflagernd der Gruppe der „schistes

¹⁾ Vorläufige Mitteilung, veröffentlicht mit Zustimmung der geologischen Kommission der Schweizer. Naturf. Ges.

²⁾ W. HÄFNER, Beiträge, Lfg. 54; A. H. STAHEL, Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rätikon, Diss. Zürich 1926; P. ARNI, Geologische Forschungen im mittleren Rätikon, Diss. Zürich, 1926.

lustrés“. Diese Stratigraphie stützt sich auf die Verhältnisse des Vilan. Gleicherweise beziehen sich die übrigen Arbeiten in den Vorbergen des Rätikon auf recht beschränkte Teilgebiete des Schieferareals; dementsprechend sah sich jeder Autor zur Aufstellung neuer Serien gezwungen, ein Verfahren, das in diesen unübersichtlichen Schiefergebieten, wo weder Fossilführung noch Leitgesteine eine genauere stratigraphische oder tektonische Orientierung zulassen, nicht zu umgehen ist. Man unterschied im Vorder-Prätigau über dem tieferen Flysch der Gandawaldschichten eine Pfävisgratserie und darüber eine Gyrenspitzserie, denen mehr im Osten, um St. Antönien, eine Eggbergserie (p. p.) und eine Kopfwaldserie entsprechen sollten, ihrerseits nach oben gefolgt von einem überschobenen Ruchbergkomplex und der kretazische Schiefer führenden Gempiserie.

Mein Bestreben war, die einzelnen Gebiete miteinander zu verbinden und eine, wenn möglich, für das weite Schiefergebiet gültige und verkürzte Serienfolge ausfindig zu machen. Diese Absicht hat sich aber bis anhin nicht in befriedigender Weise erfüllen lassen, da die lithologische Differenzierung der wohl gegen 3000 m mächtigen Schichtfolge sich allzusehr innerhalb gleichartigen Sukzessionen bewegt, deren Schichten ohnehin nicht niveaubeständig sind; die ungeheure Kleinfaltung und Moränenbedeckung treten des weiteren erschwerend dazu. Dem Notbehelf der mehr nur lokal gültigen Serienaufteilung vermag ich somit auch nicht zu entgehen.

Neue dürftige Fossilfunde geben noch keine Leitung, da sie einerseits zu spärlich sind und sich zudem auf Foraminiferen beziehen, deren vertikale Ausbreitung wenig Aufschluss erteilt und zudem aus Strecken stammen, wo die Einreihung in jüngeren (alttertiären) Flysch ohnehin schon erkannt war. Vom St. Antönier Kreuz sei erwähnt *Calcarina* sp. und schlechte Querschnitte von Orbitoiden.

Die tiefste Schichtserie des Prätigauflysches hat schon TRÜMPY vom Engpass des Talausganges, der Clus, als „schistes lustrés“ erwähnt; ich ziehe vor für jene kalkreiche, eigentlich nur wenig metamorphe Schichtgruppe nach dem Ort des Ausstrichs die Bezeichnung der *Clusserie* zu gebrauchen; in mehreren nordwärts vordrängenden Falten greift sie ins Prätigau nur bis Grüşch und wird durch die Felsfront des Rheintales zwischen Igis und Malans angeschnitten.

Für eine nur einigermaßen scharfe Trennung von den nächsthöheren *Ganda(wald)schichten*, die den Hauptteil des Prätigauflysches ausmachen, wurde nicht der geringste Anhaltspunkt gefunden. Die wohl an die 1500 m mächtige Folge von blauschwarzen „Flyschkalken“, Sandkalken, Ton- und Mergelschiefen nebst Kalkdolomitbreccien und ganz untergeordnet polygenen Breccien baut die Bergzüge zwischen Fadära-Vilan und dem St. Antönier Tale auf und streicht in breiter Zone zwischen Grüşch und Jenaz in die südlichen Nebentäler der Landquart. Hier lassen sich im Valzeiner Bergkamm

zwei Schichtserien die *Valzeiner-* und die *Sayserschichten* aus der wirren Gesamtmasse der Gandaschichten herauslösen; dies nur dank ihrer eher einheitlichen Schichtlage, nicht zufolge lithologischer Differenzierung; sie helfen dazu die Gandaschichten des vorderen Prätigau (Jenaz-Grüsch) in ihrem Ausstrich längs des Rheintales bis gegen Trimmis zu erkennen.

Auf der Landquart-Nordseite entwickeln sich nach oben in den Gandaschichten die Gesteine der *Pfäviserie*, in welcher die Zwischenschaltung polygener Breccien (Muskowitgneis) in sonst mergelschieferreichem Schichtverband auffällt (Breccien von Steinbrück, des Pfävigrates, von Capriv und vom St. Antönier Kreuz, welche letzteren die oben erwähnten Foraminiferengesteine benachbart sind). Nach den Lagebeziehungen der Schichten beiderseits des Taschinesbaches (Seewis-Ganey) muss gefolgert werden, dass schon in diesem relativ tiefen Niveau die ersten *Gesteine von Ruchbergtypus* sich einstellen; sie gehören allein der Vilan-Talseite (Marnein) an und scheinen gegen E mit gewöhnlichen Sandkalken auszulaufen. In wenig höherem Niveau als die Sandsteine von Marnein und des Vilan erscheint der isoliert auftretende Sandstein des Ruchberges, der auch ein ähnliches Schicksal (primäres Auskeilen) erleiden dürfte, es sei denn, dass man die klastischen Schichten der sicherlich schon etwas höher liegenden und auch dünnbankigeren Gyrenspitzserie demselben äquivalent setzt.

Auf der Südseite der Landquart, in den nördlichen Hochwang-Vorbergen fehlt in oder über den Sayserschichten eine Sandsteinbildung, die den stratigraphisch tiefgelegenen Ruchbergsandsteinen des Vilan entsprechen könnte. Bei einem in grossen Zügen gleichbleibenden ESE-Fall der Schichten gelangt man dort allmählich in eine mehr metamorphen Habitus gewinnenden Schichtserie, die Hochwangserie, von der noch weiter unten die Rede sein soll. Es ist nicht möglich, dass diese Serie, wie es zufolge der generell isoklinalen Schichtlage den Anschein hat, einer normalen stratigraphischen Fortsetzung des Profiles entspricht; sie dürfte vielmehr die Äquivalente der Clusschichten enthalten.

In ähnlicher Weise wie den Ruchbergsandsteinen des Vilan eine fazielle Konstanz in gleich grobklastisch-massiger Ausbildung und Geschlossenheit abgeht, so scheint dies auch für die *Gyrenspitzserie*, die erst östlich der Tallinie von Seewis-Ganey über den Pfävischichten einsetzt, zuzutreffen. Freilich ihre Verfolgbarkeit nach E ist, wie dies aus den Aufnahmen von ARNI und STAHEL hervorgeht, ausgesprochener, indem sie vom Picardiekopf im Valsertal über die Gyrenspitze und das Kühnihorn bis in den Ausgang des St. Antönier Tales (Kopfwaldserie HÄFNERS) auf ca. 19 km kenntlich bleibt. Die moränenüberdeckten Gehänge des hinteren Prätigau heben dann aber jeden Zusammenhang auf; immerhin ist die Vermutung zulässig, dass die tieferen Ruchbergsandsteine in der Hochwangkette (Gluner-

seen) diesem Niveau benachbart sind. Mit letzteren lassen sich die engbegrenzten Ruchbergausbisse unter den Moränen von Peist und St. Peter im Schanfigg in Zusammenhang bringen. Sind wir hier wirklich noch im Niveau der Gyrenspitzserie, so wäre diese gewissermassen der beste „Ordner“ in der ganzen Flyschserie, eine Eigenschaft, die ihr zum mindesten nördlich der Landquart zukommt.

Die *Äbi(grat)schichten*, die nach TRÜMPY im Vilangebiet das typische Glied des oberen Flysch ausmachen und in das Hangende der Gyrenspitzserie zu liegen kommen, verlieren nach E zu durch das Platzgreifen mehr sandiger Schichten stark ihre Individualität und Mächtigkeit (Col rosa); sie treten dahingegen im Hintergrund des St. Antönier Tales wieder deutlicher in Erscheinung (Eggbergserie STAHEL'S) und haben sicherlich Zusammenhang mit den Kalken und Schiefeln des Mattlishorn und der Seta nördlich Langwies. Im Prätigau wie im Schanfigg fallen hier besonders dünnbankige, blaugraue, sehr dichte Kalke, oft umschalt von schwarzen Tonhäuten oder Schiefertonglagen, auf.

Als eine der markantesten Gesteinsstufen überragt im hinteren Schanfigg der *Ruchbergsandstein*, der den klotzförmigen *Kistenstein* aufbaut, die Äbischichten des Mattlishorn; nördlich der Landquart hat derselbe in wohl ungefähr gleicher Schichthöhe seinen Widerpart in der Sandsteinfoolge des Jägglishorn (HÄFNER); diese Serie leitet dann über Partnun in die Sandsteinzüge, welche, zwar mit vielfacher Unterbrechung, längs des Bergfusses, der den unterostalpinen Schichtköpfen entspricht, in der Richtung nach den Ganeysschiefeln des Falknis-Vilangebietes weisen (Garschina-Furka, Colrosa, Scesaplana-haus). Zu unrecht wurden diese höchsten Ruchbergsandsteine durch ARNI als eine den tieferen Flyschgesteinen in Überschiebung aufliegende höhere Ruchbergserie aufgefasst; bestimmt konkordant durchlaufende Schichtprofile (Cavell, Col rosa) tun dar, dass es sich um eine stratigraphische Einheit, zugleich aber auch um die bedeutendste Faziesrückkehr der Ruchbergsandsteine handelt.

In dem moränenbeladenen Talhintergrund von Fasons-Ganey-Maienfelder Alpen liegt in streichender Fortsetzung der eben verfolgten höchsten Ruchbergzone die Mergelserie der *Ganeysschiefer*, somit, falls man der relativen Lage und dem allgemeinen Schichtstreichen genügend Gewicht zuerkennt, eine auffällige Faziesveränderung anweisend. Übrigens enthalten aber die Ganeysschiefer, wie sie TRÜMPY kartierte, schon wenig weiter westlich (Glecktobel-Burgstall) wieder recht grobklastische Gesteine, die genannter Forscher als Arkosesandsteine, polygene Breccien etc. beschrieben hat.

Überblicken wir nunmehr, nachdem wir mit dieser Schichtstufe das höchste Glied einer durchgehenden Flyschbildung erreicht haben, die horizontale Verbreitung und das Auftreten in der Schichtkolonne der Gesteine von Ruchbergtypus, so ist zu erkennen, dass es sich um einen wenig konstanten Sediment-

typus handelt, dass derselbe zwar wohl stets im oberen Flysch zu Hause ist, innerhalb desselben aber in verschiedener Schichthöhe sich einstellt und örtlich an gewissen Zentren stärkerer Anreicherung klastischen Materials mehr hervortritt; als solche heben sich ab: das Gebiet des Vilan-Ruchberg, die Kette der Gyrenspitze, des Jägglishorn und der Kistenstein; zwischendurch liegen Sedimentationsbezirke mit weniger klastischem Material. Aus solchem Verhalten ist ersichtlich, dass der Ruchbergsandstein nur mit Vorsicht zur stratigraphischen Korrelation dienen darf.

Belangreich, aber schwierig zu klären ist die Stellung der Hochwangserie zu den übrigen Schiefen; es wird damit die Schichtmasse zusammengefasst, die zwischen der isoklinalen Serie der Sayer-schichten und den echten, Flyschhabitus aufweisenden Gesteinen des mittleren Schanfigg (Kunkel) liegt; ihre stratigraphische Position ist nach der relativen Schichtlage und den allgemeinen Baulinien zu beurteilen. Wir nähern uns ihrem Ausstrichgebiet in der letztgenannten Gratstrecke, von Osten her.

Ein, wie schon erwähnt, zu der höchsten Ruchbergserie (Kistenstein) vermutlich tieferer Sandsteinkomplex (Glonerseen-Glattwanggrat) geht in der Gratstrecke westlich des Fanin-Passes allmählich aus; bei generell fast horizontalem Ausstrich der Schichtgruppen — natürlich stets voller Detailfalten — müssen unter den Schichten der Gratstrecke die Äquivalente der Gandaschichten (darin die Pfäviserie einbeziehend) zum Vorschein kommen. Weiter westlich, vom Bleisstein zum Hochwang, Rothorn und Montalin, sich fortsetzend bis in die Taltiefen des Churer Rheintales, bleibt ein meist kalkreicher mächtiger, extrem gefalteter Schichtkomplex herrschend; Sandkalke kieselige Kalke und ihre Abarten sind gewöhnlich, Breccien (Kalk, Dolomit, Quarz) sind in untergeordneten Einschaltungen stets vorhanden; eine nur linsenförmig eingestreute grobere Breccie fällt im Grat des Faulenberg (w. von P. 2482) auf. Die Schichten des wasserscheidenden Hauptkammes (Faninpass-Höchwang) müssen nach der Art wie ihre Faltenhaufen über den Talhintergrund des Furnaer Tobels (Val Davos) in das Areal der Gandaschichten des mittleren Prätigaus weiterstreichen, mit einem Teile derselben in Parallele gesetzt werden. Gegen das Rheintal zu überlagern die Schichten des Hochwang, anscheinend schon mit ihren höheren Teilen (Cavaduraspitz-Fürstenalp) die Schieferserie von Says, die, wie schon angeführt, sich als Hangendschicht zu den Gandaschichten des vorderen Prätigau ausnimmt. Aus diesen Lagerungsverhältnissen möchte man schliessen, dass die in Tat und Wahrheit auch „liasischer“ aussehenden Gratschichten des Hochwang-Montalin einem sich hier heraushebenden tieferen Komplex entsprechen, nach oben aber allmählich in Gandaschichten übergehen; die Lage der Hochwangschichten gegenüber den Schichten von Says ist die eines

vermittelt extremer Fältelung sich heraushebenden Kernes, der einen nördlichen, isoklinalen Mudenkern überragt. Die Clusschichten müssten hier also wieder zum Vorschein kommen. Mit anderen Worten sagt diese Erörterung der Beziehungen der Hochwangserie nach Ost und Nord aus, dass ihre höheren Partien (Bleisstein Hochwang) noch tertiärem Prätigauflisch entsprechen, die tieferen (Montalin-Chur) dahingegen in jene Schichten überleiten, die in Mittel- und Südwestbünden gewöhnlich schon als liasisch gelten. Wo eine Scheidung zwischen Tertiärflysch und mesozoischem Bündnerschiefer zu ziehen ist, ist hier wie im Prätigau nicht festzulegen; man ist geneigt sie in Schichthöhen der Breccie des Faulenberg zu vermuten.

Kennzeichnend für die Hochwangserie vom Bleisstein bis Chur ist ihre metamorphe Fazies, die eine Einordnung in eventuell entsprechende Schichtstufen des Prätigau sehr erschwert. Hieher gehören die schwach serizitischen, getüpfelten Schiefer und schuppigen, sandigen bis kieseldurchwobenen Kalke; diese Gesteine sind sicherlich nichts anderes als die metamorphe Umprägung der sandig-kalkig-tonigen Sedimente der Fazies des Prätigauflisches; die Tüpfelung der sog. Tüpfelschiefer zeigt dadurch am besten ihre Herkunft aus dislokationsmetamorphen Vorgängen, als die Tüpfelung der Schieferung folgt und oft senkrecht oder geneigt zur wahren Schichtebene steht; die Tüpfelschichten verlieren sich gegen N und NE, finden sich aber noch öfters auch in echten Flysch(Ganda)schichten nördlich der Landquart.

Der *Bauplan der Flyschmasse* zwischen Plessur und Rätikon fügt sich im Grunde genommen recht einfachen Hauptlinien, die freilich durch die gewaltige Staufaltung und die unzählbaren Zerreißungen des Schichtverbandes nicht leicht zu entwirren sind. Alles beherrschend ist das ostwärts gerichtete Abtauchen unter die unterostalpinen Einheiten; unter deren Rahmen fügt sich das ganze Kleinfaltengewirr in weitgespannter Calotte. Das Niveau der höchsten Ruchbergsandsteine, die wir von den Ganeysschiefern über den Rätikonfuss bis zum Kistenstein verfolgten, hebt den weiten Bogen des Abtauchens gut hervor.

Schon THEOBALD glaubte in der Hochwangkette Antiklinalbau erkennen zu können; dieser ist aber nur in den tieferen Kernpartien vorauszusetzen — oben angeführte Position der Hochwangserie —, in der Gratlinie selbst herrscht vielmehr auf geringe Erstreckung (Arflina-Furka-Bleisstein) eine synklinale Disposition.

Deutlicher ist der Antiklinalbau nördlich der Landquart zwischen dem Rheintal und dem St. Antönier Tale. Die Schiefermassen des Vilan und der Sassauna lassen sich auf nordwärts anbrandende Falten beziehen, die jedoch in ein und derselben Faltenachse liegen (zwischen geschaltete Depression und Störungen); eine Überfaltung oder Überschiebung der östlichen Falte (Sassauna) auf die westlichere (Vilan), eine Auffassung TRÜMPIS, konnte nicht

ermittelt werden. Die Äbi- und Ganeysschichten und weiter östlich die Gyrenspitzserie leiten in die freilich vielfach gefalteten Mittelschenkelpartien über. Eine hier sich eintiefende grosse Synklinale, wie es der Auffassung von P. ARNI betreffend den Bau der Gyrenspitzkette entspricht, findet in den tiefergehenden, quergerichteten Erosionseinschnitten keine Stütze. Die genannte Faltenachsenzone — von Antiklinalscheiteln lässt sich natürlich nicht sprechen — lässt sich bis in den Hintergrund des Tales von Schuders verfolgen. Zwischen St. Antönier Kreuz (Stelserberg) und dem Rheintal bei Says dürfte eine Synklinalzone verlaufen, deren Vorhandensein aber durch Faltung und Schuppung maskiert ist. Die Taltiefen des mittleren Prätigau zeigen intensive Zickzackfaltung, die oft steiler Gesamtschichtlage entspricht.

Die *Stellung des Prätigauflysches im Penninikum Graubündens* wurde, seit ZYNDEL eine Prätigaudecke postuliert hatte, die über die Lenzerheide mit gleichen Flyschkomplexen des Oberhalbstein zusammenhängen sollte, stets als hochpenninisch erachtet. R. STAUB hat stets den Zusammenhang des Prätigauflysches mit der Margnadecke als feststehend angenommen und auf die Parallelen mit den Westalpen (= Niesenflysch = p. p. Dent Blanchedecke) hingewiesen. TH. GLASER¹⁾ hat eine solche Margnadecke im Gebiete der Stätzerhornkette genauer umschrieben und als eine dem Bündnerschiefer-Lias des Domleschg aufliegende Frontalmasse von Prätigauflysch hingestellt. Eine im wesentlichen gleiche, aber weiter ausgebautere Darstellung gibt G. SCHUHMACHER²⁾ für das Domleschg.

Allen diesen tektonischen Ableitungen kann beigespflichtet werden, wenn man von S nach N fortschreitet, denn dafür sprechen die Kartierungen von GLASER und OTT im Gebiete von Lenz und Tiefenkastel. Andere Bezieungen des Prätigauflysches drängen sich aber auf bei Nachgehen der Zusammenhänge von N nach S resp. SW. Die schon genannte Hochwangserie setzt bei Chur mit vorherrschendem SE-Fall in das Nordende der Stätzerhornkette über. Vollkommen gleiche Gesteinssuiten (Tüpfelschiefer und -kalke) haben auf der Domleschger Seite genannter Kette ihre Fortsetzung nach oben in Gesteinsstufen des Prätigauflysches. Das Schichtprofil ist hier m. E. (im Gegensatz zu SCHUHMACHER) tektonisch einheitlich; das Schlussstück bildet der Ruchbergsandstein des P. Danis; dieser hängt, wie dies schon aus CADISCH's und GLASER's Aufnahmen hervorgeht, ostwärts absinkend und vielleicht primär unterbrochen mit den Sandsteinen des mittleren Schanfigg (St. Peter-Peist) zusammen. Tiefstes und Höchstes der Stätzerhornkette knüpfen also an die analogen Bildungen in der Hochwangkette an. Eine frontale Stirn

¹⁾ Beiträge, Lfg. 79.

²⁾ Geologische Studien im Domleschg. Jahrb. der philos. Fakultät II, Bern, Bd. VII, 1927.

einer Margna-Prätigaudecke vermag ich in der Gratstrecke des Stätzerhorn nicht zu erkennen und beruht der dafürgehaltene Schichtverlauf (G. SCHUHMACHER) im Faulenberg(horn) eher auf einer südwärts gerichteten Rückbiegung tieferer Schichten über die höheren des Stätzerhorns, in welcher letzteren äquivalente Lagen zum oberen Teil der Hochwangserie vorliegen dürften. Die zwar viel bedeutenderen Heidbühlbreccien und Culmetbreccien der Stätzerhornkette lassen sich vielleicht mit jener des Faulenberg im Schanfigg vergleichen. Das Profil Domleschg-Stätzerhornkamm ist analog jenem vom Rheintal zum hinteren Hochwang.

Wenn nun die Hochwangserie bis ins Domleschg verfolgbar ist, so ist auch ihr weiterer Zusammenhang mit den Tomülschiefern gegeben, die J. KOPP aus der Adula bis hierher verfolgt hat. Die Tomülschiefer leiten weiter südwärts in die Sedimenthülle der kristallinen Adula; wir werden somit auf diesem Wege zu der Folgerung gezwungen, dass in den Hochwang- und Prätigauer Flyschserien Sedimente tieferpenninischer Einheiten vorhanden sind.

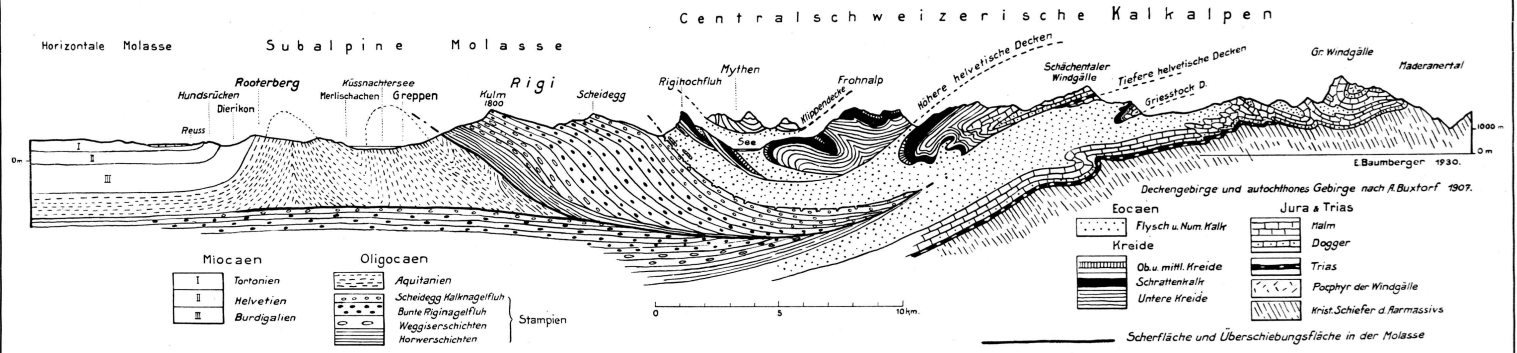
Diese Schlussfolgerung deckt sich weitgehend mit derselben von J. KOPP¹⁾, der 1926 dafür plädierte, dass gewisse Teile des Prätigauer Halbfensters der Aduladecke (Tomüllappen) zugehören; unsere Ableitungen geben ihr nahezu die Gesamtheit. In weiterer Ausführung zu KOPPS Auffassung glaubte im gleichen Jahre P. ARNI bei Grüşch eine liasische Einheit (unsere Clusserie) näher abgrenzen zu können; über dieselben sollten die der Margnaeinheit zugehörigen Schiefer (untere Gandawaldschichten) hinweggreifen und teilweise unter dieselbe eingewickelt sein. Mein Ortsbefund, der auch in der Westseite des Vilan gleichen Baustil hätte finden sollen, stützt diese Trennung nicht; Clusschichten und Gandaschichten folgen sich ohne tektonische Grenzfläche.

Der Ausstrich des Prätigauflysches leitet also, wie dies schon ROTHPLETZ hervorhob, nach dem SW Bündens; die penninische Schieferhülle prallt eben da, wo die helvetischen Zentralmassive mit ihrem Sedimentmantel rasch ostwärts abtauchen, kräftig nordwärts vor und trägt vom Domleschg ab den jüngeren Tertiäranteil ihrer Sedimente.

Die angeführte Zuteilung stösst aber auf andere Schwierigkeiten, die heute noch nicht zu beheben sind; sie fordert eine anderwärtshin verlegte Abgrenzung gegenüber den hochpenninischen Schiefen (Margna-Plattadecke). Die Grenzzone liegt am ehesten zwischen Tiefenkastel und Schams. Anhaltspunkte finden sich hier. Als echtes Margnasediment überlagern unter Zwischenschaltung von Gypstrias — teilweise auch der Gelbhorndecke — die metamorphen

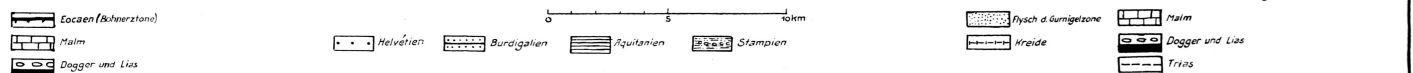
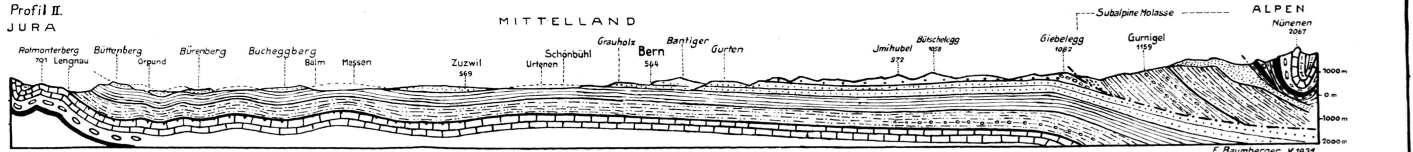
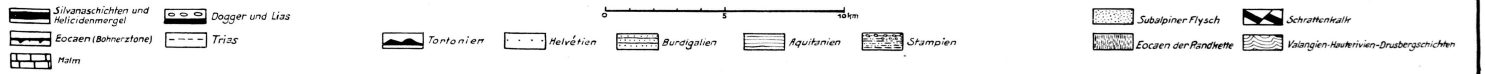
¹⁾ Der Anteil der Aduladecke am Aufbau des Prätigauer Halbfensters. Ecl. geol. Helv. Vol. XX, 1926.

Tektonisches Bild des Alpenrandes am Vierwaldstättersee.



Profile durch die Molasse des schweizerischen Mittellandes

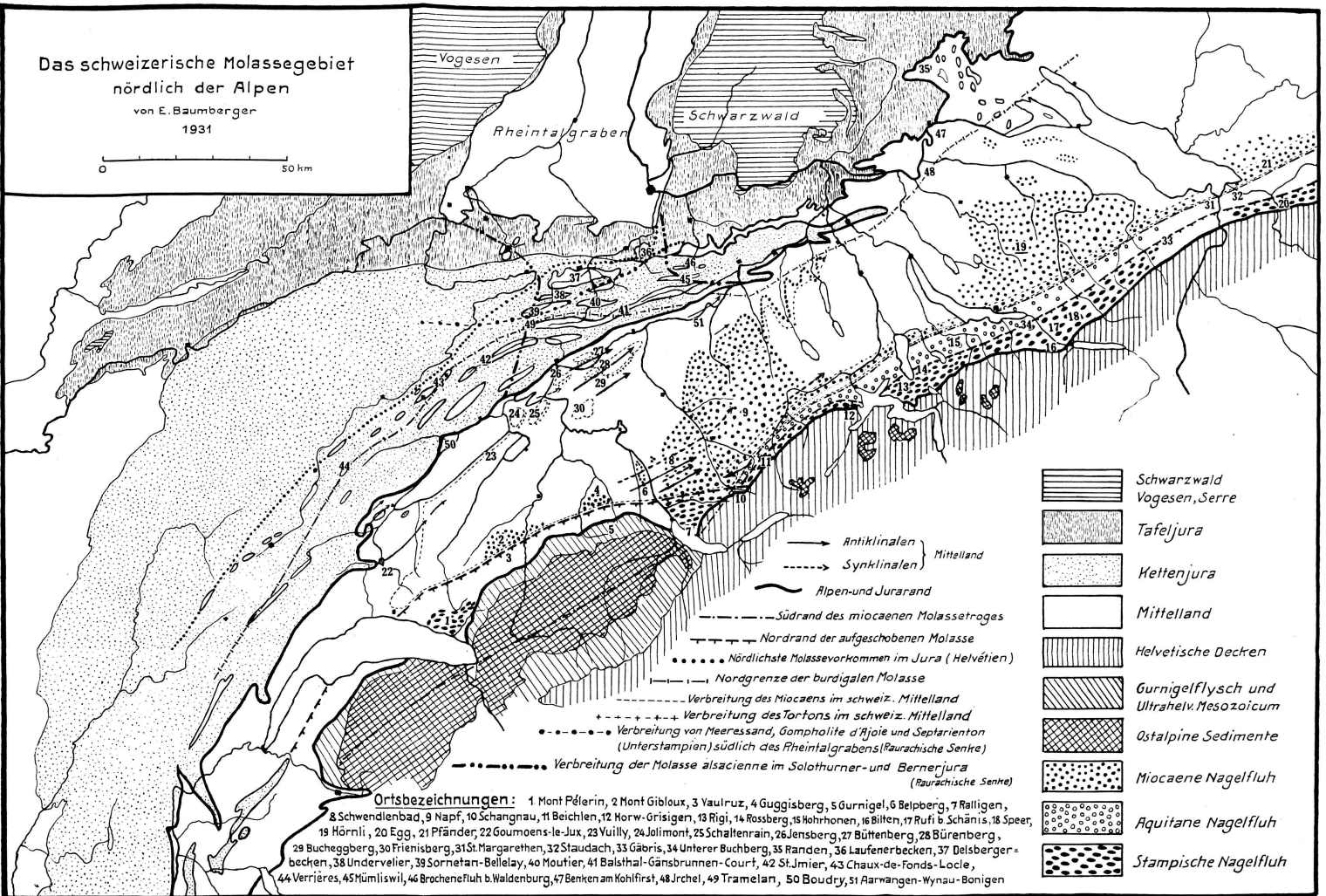
von E. Baumberger, Basel.
1931



Das schweizerische Molassegebiet nördlich der Alpen

von E. Baumberger
1931

0 50 km



Aptychenkalkschiefer zwischen Vazerol und Nasch (Schams) die tektonisch tieferen Bündnerschiefer (Flyschserie des P. Beverin). Mit dem Auftreten der genannten jurassischen Kalkschiefer stellt sich, von N herkommend, erstmals ein gut kenntliches Schichtglied ein, das den Bündnerschiefern des nördlichen und südwestlichen Graubündens fremd ist; das Einsetzen der marmorisierten Kalkschiefer von Aptychen- resp. Hyänenmarmortypus scheint geradezu einen Indikator für die Annäherung an das höhere Penninikum abzugeben; der Nordrand dieser Schichtfolge (Nivaigl-Curverserie) ergäbe die Trennung zwischen tiefer- und hochpenninischen Bündnerschiefern.

10. — WALTER HOTZ (Basel) und AUGUST BUXTORF (Basel):
Die geologische Lage der Kraftwerke am Oberrhein. Mit 2 Tafeln (IX und X) und 1 Textfigur.

Der Rhein hat auf der rund 140 km langen Strecke von Schaffhausen bis Kembs, unterhalb Basel, ein Gefälle von ca. 160 m. Für die volle Ausnützung dieses Gefälles sind im ganzen 14 Niederdruck-Kraftwerke vorgesehen, mit denen insgesamt über eine Million PS gewonnen werden können.

Von diesen 14 Kraftwerken (vgl. Tafel IX) sind bisher in Betrieb die fünf Werke Eglisau (1920), Laufenburg (1914), Ryburg-Schwörstadt (1930), Rheinfeldern (1898) und Augst-Wyhlen (1912). Zwei weitere Kraftwerke sind zur Zeit im Bau: Albruck-Dogern und Kembs; bei beiden wird das Betriebswasser vom Wehr in einem mehrere Kilometer langen Werkkanal dem Krafthaus zugeführt. Geplant sind Kraftwerke noch bei Schaffhausen, Rheinfall, Rheinau, Reckingen, Koblenz-Waldshut, Säckingen und Birsfelden.¹⁾

Bei den meisten dieser letztgenannten sieben Projekte sind in den letzten Jahren die Gründungsverhältnisse durch Sondierungen genauer erforscht worden, sodass es nun möglich ist, einen zusammenfassenden Überblick über die geologischen Verhältnisse der Rheinkraftwerke zu geben.

Wir können die geologische Position der Kraftwerke vor allem nach zwei Gesichtspunkten hin prüfen: 1. nach der stratigraphischen und 2. nach der tektonischen Seite. Das generelle stratigraphische Profil (Tafel X) zeigt, in welchen Schichten die Hauptfundamente der Rheinkraftwerke liegen, resp. zu liegen kommen. Wir sehen, dass für ihre Gründung alle möglichen Gesteinsarten — Kalke,

¹⁾ Ausserdem ist bei Hemishofen, ca. 5 km unterhalb des Bodensees zur Regulierung des Abflusses des Sees ein Stauwehr projektiert, aber ohne Kraftausnutzung. Dieses Regulierwehr wäre auf Molassemergel zu gründen; vgl. K. KOBELT: Die Regulierung des Bodensees für Hochwasserschutz, Kraftnutzung und Schifffahrt, Mitteilung No. 20 des Eidgen. Amtes für Wasserwirtschaft, 1926.

Dolomite, Mergel, Tone, Sandsteine und Gneise — in ganz verschiedenen Formationen vom Tertiär bis ins kristalline Grundgebirge in Frage kommen. Ausgenommen sind die quartären Schotter. In der Schweiz gibt es aber an anderen Flüssen grosse Stauwehre, welche ganz in Kies fundiert sind, z. B. das Wehr des Aarewerkes Olten-Gösgen¹⁾.

Bei den Rheinkraftwerken findet sich der Fels für die Gründung der Bauobjekte in praktisch erreichbarer Tiefe vor. Die Kiesmächtigkeiten schwanken von 0 bis ca. 22 m je nachdem bei einer Wehrstelle das heutige Rheinbett dem Profiltypus B oder C, bzw. A oder D der Textfigur entspricht, die wir auf Seite 239 näher besprechen werden.

Die Kiesmächtigkeiten, resp. Felstiefen spielen natürlich eine grosse Rolle für die technischen Massnahmen beim Bau der Werke, dagegen sind sie für die späteren Kolkerscheinungen praktisch eigentlich ohne Bedeutung, da Kolke unterhalb der Wehre auch im harten Fels nicht zu vermeiden sind; die Ingenieure rechnen damit, dass die endgültige Kolkentiefe im allgemeinen ungefähr der Stauhöhe des Werkes, resp. der Differenz von Ober- und Unterwasser entspricht. Nicht die geologische Beschaffenheit des Untergrundes, sondern hydraulische Vorgänge, welche sich bei den Wehren abspielen, kommen hier in erster Linie in Frage. Ob Kies oder Fels vorliegt, der Kolk wird sich einstellen; das Material spielt nur hinsichtlich der Zeit eine Rolle: weicher Ton oder Mergel, resp. loser Kies werden noch rascher ausgekolkt als harter Fels. In der Hauptsache wird sich der Kolk schon im Laufe des 1. Betriebsjahres einstellen (z. B. Augst-Wyhlen)²⁾. Bei den modernen Rheinkraftwerken wird durch technische Anordnungen (z. B. Rehbock'sche Zahnschwelle zur Erzeugung energieverzehrender Wasserwalzen), die sich auf Versuche in Flussbau-Laboratorien stützen, dafür gesorgt, dass der Kolk nicht im Anschluss an die Wehrschwelle entsteht, sondern erst weiter flussabwärts — ausserhalb der Gefahrzone — seine maximale Tiefe erreicht³⁾.

¹⁾ Die Wasserkraftanlage Gösgen an der Aare. — Schweizerische Bauzeitung, Bd. 75, pag. 1, 1920.

²⁾ In Eglisau versuchte man durch einen ausgedehnten Abfallboden die Kolkung zu verhindern; anschliessend an die ca. 20 m breite Wehrschwelle wurde flussabwärts noch eine 30 m breite Sohlensicherung eingebaut; in 9 Betriebsjahren war noch kein Kolk festzustellen.

³⁾ Wir verdanken diese Angabe dem Bauleiter des Kraftwerkes Ryburg-Schwörstadt, Herrn Direktor Dr. h. c. F. Gugler von der Motor-Columbus A.-G., Baden-Schweiz. — Bezüglich Literatur verweisen wir auf: H. ROTH: Kolk-Erfahrungen und ihre Berücksichtigung bei der Ausbildung beweglicher Wehre. Schweizerische Bauzeitung, Bd. 70, 1917. — E. FRÖHLICH: Kolkungen und Sicherungsarbeiten am Stauwehr Augst-Wyhlen. Schweizerische Bauzeitung, Bd. 85, p. 329, 1925. — H. E. GRUNER: Niederdruckkraftwerke der Schweiz. Berichterstattung Weltkraftkonferenz Basel 1926, Bd. I, p. 1. — E. PAYOT: Generalbericht und Diskussion. Berichterstattung Weltkraftkonferenz Basel 1926,

Mit Ausnahme des gipshaltigen Keupers und der steinsalzführenden Anhydritgruppe des Muschelkalkes eignen sich eigentlich fast alle Schichten des stratigraphischen Profils am Rhein für die Fundierung. Vor allem stellen die Kalkbänke, welche im oberen Malm und im Hauptmuschelkalk auftreten, infolge ihrer hohen Druckfestigkeit einen soliden Baugrund dar. Dasselbe gilt natürlich auch vom Gneis und Granit des Grundgebirges, soweit diese harten Gesteine nicht stark zerklüftet oder tiefgründig verwittert, bezw. zerrüttet sind.

Aber auch die dichten Tone und Mergel sind tragfähig und vermögen grösseren Belastungsdruck auszuhalten, solange es sich um steife (trockene) Tone und Mergel handelt. Dies gilt sowohl für den Septarienton (Oligocän) von Kembs, die Tonmergel der „Wellenbildungen“ beim Wehr von Albrück-Dogern, die Effinger-Mergel von Reckingen oder die Molasse-Mergel von Eglisau. Sandsteine würden vorwiegend den Baugrund bei den Kraftwerken Säckingen (Rotliegendes) und Rheinau (Oligocän) darstellen.

Für diejenigen Formationsglieder, bei denen weichere und härtere Gesteine miteinander wechsellagern, wie z. B. in der Molasse, ist es für die solide Konsistenz des Untergrundes von Wichtigkeit, dass im Rheintal die Schichten im allgemeinen ganz flach liegen, sodass im horizontalen Schnitt in günstiger Weise harte und weiche, also verschieden feste Gesteine nicht rasch aufeinander folgen, wie dies bei starker Schichtneigung der Fall wäre.

Nachteile als Baugrund bietet der leicht verwitterbare, aus wasserdurchlässigen Zellendolomiten bestehende Trigonodus-Dolomit, wie die Erfahrungen beim Bau des Augster Stauwerkes gezeigt haben. Das Kraftwerk Augst-Wyhlen liegt auf der Grenze von Trigonodus-Dolomit und Nodosenkalk, sodass man es mit beiden Formationen zu tun hatte. Der Nodosenkalk erwies sich als zuverlässiger Baugrund, der Trigonodus-Dolomit als schlechter, klüftiger Fels mit starkem Wasserandrang¹⁾.

Ed. I, p. 410. — W. SALOMON: Die Rehbock'schen Wasserwalzen und ihre Bedeutung für die Erosion und Akkumulation. Geologische Rundschau, Bd. 17, p. 418, 1926. — R. KOEHLIN: Mécanisme de l'eau et principes généraux pour l'établissement d'usines hydro-électriques, 1926, tome 2me p. 33 etc.; betr. Kolkerscheinungen in Laufenburg vgl. auch die Besprechung des Koechlin'schen Buches durch H. E. GRUNER in der Schweizerischen Bauzeitung, Bd. 89, p. 64, 1927. — E. MEYER-PETER: Die technische Entwicklung der hydro-elektrischen Anlagen in der Schweiz in der Darstellung durch die E. T. H. an der Internationalen Ausstellung in Basel 1926; III. Die Entwicklung der baulichen Bestandteile der hydro-elektrischen Werke. Schweizerische Bauzeitung, Bd. 89, p. 107, 1927. — E. MEYER-PETER: Technisch-wirtschaftliche Fortschritte auf dem Gebiete der Wasserkraftanlagen in der Schweiz. Berichterstattung Weltkraftkonferenz Berlin 1930, Bd. IX, p. 74.

¹⁾ Vgl.: Die Wasserkraftanlage Augst-Wyhlen. Schweizerische Bauzeitung, Band 61—63, p. 167, 1913—1914. — E. BRÄNDLIN: Über tektonische Erscheinungen in den Baugruben des Kraftwerkes Wyhlen-Augst am Oberrhein. Mit-

Eine auffallende Häufung der Kraftwerke treffen wir im stratigraphischen Profil (Tafel X) erstens beim Oligocän und zweitens beim Hauptmuschelkalk. Im Hauptmuschelkalk liegen die Werke von Augst-Wyhlen, Rheinfelden, Ryburg-Schwörstadt, die auf einer ca. 11 km langen Flussstrecke am Südfuss des Dinkelberges aufeinander folgen; in einem Abstand von ca. 30 km weiter flussaufwärts haben wir dann bei Koblenz-Waldshut nochmals ein Kraftwerk, das in den Hauptmuschelkalk zu liegen kommt.

Zur näheren Erklärung für das Auftreten desselben Baugrundes an weit voneinander entfernten Stellen betrachten wir nun die Tektonik unseres Gebietes (vgl. Tafel IX). Von Schaffhausen bis zur Aaremündung befinden wir uns im fast ungestörten Tafeljura; dieser stellt eine schwach nach SO geneigte Schichtplatte dar, welche in grosser Gleichförmigkeit dem Grundgebirge des Schwarzwaldes aufruhet, das weiter im NW zu Tage tritt (vgl. das geologische Längsprofil Fig. 2 der Tafel IX).

Die Schichten des Tafeljura streichen SW—NO. Von Schaffhausen an, wo der heutige Rheinlauf die Kalke des oberen Malms durchbricht, welche den projektierten Kraftwerken Schaffhausen und Rheinfall als Fundamentunterlage dienen werden, wendet sich der Fluss bis zur Tössmündung generell fast direkt nach Süden (Strecken A—B der Figuren von Tafel IX); er gelangt so in jüngere Schichten, nämlich in die dem Jura aufruhende Molasse (Tertiär), in welche das Kraftwerk Rheinau zu liegen kommt. Von der Tössmündung (Punkt B) an biegt der Rhein in westliche Richtung um und dringt nun in immer ältere Schichten ein (Jura-Trias). Beim Kraftwerk Eglisau steht noch Molasse an, unter welcher aber schon in 25 m Tiefe eocäne Bohnerztone (Bolus) und Jurakalke (Oberer Malm) folgen, die mit 10° west-nordwestlichem Ansteigen kurz unterhalb der Wehrstelle an die Oberfläche treten¹⁾. Im Untergrund des künftigen Kraftwerkes Reckingen finden sich bereits Effinger-Mergel des unteren Malms. Am Koblenzer Laufen fliesst der Rhein über Trigonodus-Dolomit und Nodosenkalk (Hauptmuschelkalk); das gleich unterhalb dieser Stromschnelle geplante Kraftwerk Koblenz-Waldshut wird in den Trochitenkalk fundiert werden, der daselbst im Flussbett unter einer im Mittel 4—5 m mächtigen Kiesschicht erbohrt worden ist.

An den beidseitigen Talgehängen direkt unterhalb der Aaremündung streicht die für Wehrfundationen zu meidende salz-

teilungen d. Grossherz. Badischen Geologischen Landesanstalt, Bd. VI, p. 735, 1912. — E. FRÖHLICH: Kolkungen und Sicherungsarbeiten am Stauwehr Augst-Wyhlen. Schweizerische Bauzeitung, Bd. 85, pag. 329, 1925.

¹⁾ Das Kraftwerk Eglisau der Nordostschweizerischen Kraftwerke. — Erweiterter Sonderabdruck aus der „Schweizer. Bauzeitung“, Bd. 90, Juli/August 1927.

führende Anhydritgruppe zu Tage aus. Das Wehr von Albrück-Dogern ruht auf den Tonmergeln des Wellengebirges (unterster Muschelkalk); schon beim 3 km weiter flussabwärts gelegenen Krafthaus von Albrück-Dogern hat der Rhein das Grundgebirge des Schwarzwaldes erreicht, das als Gneis, zusammen mit etwas konglomeratisch ausgebildetem unterstem Perm, auch dem Kraftwerk Laufenburg als Fundamentunterlage dient¹). Das weiter im Westen folgende Werk von Säkingen wird auf Sandsteine des oberen Perm zu gründen sein.

Am folgenden, nordwärts gerichteten Bogen quert der Rhein die Wehratal-Zeininger-Bruchzone (I), längs welcher die Dinkelbergscholle gegenüber dem Schwarzwaldmassiv um mehrere 100 m abgesunken ist. Infolge dieser Verwerfung gelangt der Rhein in seinem weiteren Lauf von neuem in die Trias-Platte. Im Graben von Schwörstadt-Rheinfelden, der von zwei Südost-Nordwest gerichteten Brüchen (Maulburger und Rheinfelder Verwerfung — II und III der Tafel IX) begrenzt wird, fließt der Strom in den Felsstrecken ausschliesslich über Hauptmuschelkalk; hier ist das Kraftwerk Ryburg-Schwörstadt auf Trochitenkalk, das Kraftwerk Rheinfelden auf Nodosenkalk fundiert.

Am Westrand dieser Muschelkalktafel liegen beiderseits des Rheines die Salzbohrungen von Rheinfelden (Salinen); sie beuten die Salzlager im unteren Teil der Muschelkalkformation aus, die stromabwärts bis zur Rheinfelder Verwerfung (III) reicht, wo sie an Buntsandstein stösst.

Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass dort, wo in nächster Nähe von Kraftwerken die Anhydritformation mit ihren leicht löslichen Bestandteilen nahe an die Oberfläche tritt, der Möglichkeit von Geländesenkungen bei der Beurteilung der Gründungsverhältnisse Rechnung getragen werden muss. Denn die natürliche Salzauslaugung, besonders längs tektonischen Störungslinien, oder die künstliche Auslaugung im Salinenbetrieb verursachen erfahrungsgemäss bei wenig mächtigem Deckgebirge leicht Senkungserscheinungen²).

Der unterhalb von Rheinfelden schwach nach Westen zu einfallende Buntsandstein wird weiter flussabwärts vom Muschelkalk überlagert, in dem das Kraftwerk Augst-Wyhlen fundiert ist, und zwar, wie bereits früher erwähnt, in die Grenzzone von Nodosenkalk

¹) P. NIGGLI: Das kristalline Grundgebirge bei Laufenburg. Jahresber. und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, NF. Bd. II, p. 35, 1912. — H. SUTER: Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung (Südschwarzwald) Schweiz. Mineralog. Petrogr. Mitteilungen, Bd. IV, p. 89, 1924.

²) J. H. VERLOOP: Die Salzlager der Nordschweiz. Dissertation Basel 1909 (vgl. besonders Abschnitt IV: Bodensenkungen im Umkreis der Salinen, p. 23—26).

und Trigonodusdolomit. Wir haben es hier also im Rheintal mit einem dreimaligen, durch die Tektonik (Brüche) bedingten Auftreten von Hauptmuschelkalk zu tun, woraus sich die Häufung der Kraftwerke auf dieser Formationsstufe erklärt.

Kurz oberhalb von Basel brechen die Triasschichten des Dinkelbergs flexurartig steil nach der Tiefe zu ab (Rheintalflexur IV). Wir betreten den Rheintalgraben, der mit marinen Schichten des Oligocäns erfüllt ist. Der Rhein gelangt also von neuem in Gesteine der Tertiärformation, die er unterhalb Eglisau verlassen hatte.

Gleich westlich der Rheintalflexur (IV) ist bei Birsfelden ein Kraftwerk projektiert; seine Fundamente werden in den obersten Teil der Cyrenenmergel (Stampien) zu gründen sein. An der vorgesehenen Baustelle liegen die Cyrenenmergel bereits wieder flach mit sanftem Ansteigen westwärts zum Tertiärrücken von Basel¹).

Wenige km unterhalb der Stadt Basel ist zurzeit das elsässische Kraftwerk Kembs (Haut-Rhin) im Bau. Sein Wehr steht auf Saptarienton (Stampien), sein ca. 5,5 km flussabwärts gelegenes Krafthaus auf den Mergeln des Sannoisien, welche an der Südabdachung des Jurarückens von Istein unter dem Kies der Niederterrasse anstehen²). SSW-NNO streichende Verwerfungen durchziehen das Gebiet; einem Horststück gehört das bekannte Schifffahrtshindernis, die Felschwelle von Istein (Rauracienkalk, oberer Jura) im Rhein zwischen Wehr und Krafthaus an.

Zum Schluss sei noch auf die grosse Bedeutung hingewiesen, welche die alten, interglazialen Rheinrinnen für die Wasserbauprobleme im Rheintal besitzen.

Wie die nachstehende Textfigur in schematischer Weise zeigt, ist die Sohle des breiten Rheintales mit Kies bedeckt, der in der Regel der sog. Niederterrasse angehört; die älteren Schotter (Hochterrasse etc.) können in unserer generellen Darstellung unberücksichtigt bleiben. Die Niederterrasse ist eine fluvioglaziale Ablagerung, die von den Schmelzwässern des Rheingletschers der letzten Eiszeit verfrachtet und deponiert wurde.

Vor Ablagerung der Kiesmassen war also die Sohle des Rheintales tiefer als heute. Wir verdanken vor allem den Sondierbohrungen, welche zur Erforschung der Gründungsverhältnisse bei den Wehrstellen ausgeführt wurden, genauere Kenntnisse über den Verlauf der alten, von Kies überdeckten Felsoberfläche. Es hat sich dabei vielerorts gezeigt, dass in ihr breite Vertiefungen auftreten, die als tiefste Erosionsrinnen diluvialer Rheinströme aufzufassen sind. Die Arbeiten

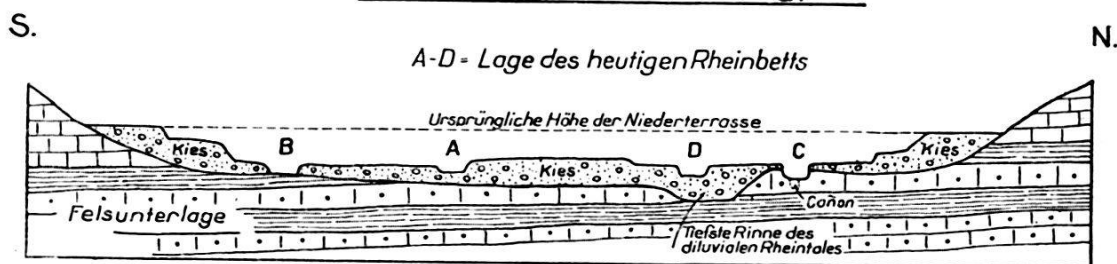
¹) A. BUXTORF: Das Gebiet der Rheintalflexur. *Eclogae geologicae Helvetiae*, Bd. 21, p. 93, 1928, Tafel 4.

²) A. BUXTORF: Eozän und Oligozän im Gebiet des neuen Rheinkraftwerks Kembs (Haut-Rhin). *Eclogae geologicae Helvetiae*, Bd. 21, p. 324, 1928.

von J. HUG¹⁾ über die Rheinstrecke Schaffhausen-Aaremündung und von H. HEUSSER²⁾ über das anschliessende Gebiet Aaremündung-Basel orientieren eingehend über den Verlauf dieser alten, mit Schotter aufgefüllten Rheinrinnen.

Der heutige Rhein fliesst wie erwähnt in der breiten Kiesebene der Niederterrasse, in die er sein Bett eingeschnitten hat. An manchen Stellen liegt dasselbe noch ganz im Kies (Typus A und D der Textfigur). An anderen Stellen dagegen hat der Rhein den felsigen Untergrund bereits erreicht, die Ufer werden aber noch ganz von Kies aufgebaut (Typus B). Auf gewissen Strecken, die man als epigenetische bezeichnet, hat sich der Rhein schon so tief in den Felsuntergrund eingeschnitten, dass auch seine Ufer aus anstehendem Gestein bestehen (Typus C). Aufschlusslose Stromstücke im Kies wechseln nun ab mit Felsstrecken, in denen der heutige Rhein, vom Lauf der diluvialen Rinne vollständig abweichend, sein Bett in das anstehende Gestein eingeschnitten hat.

Schema der Rheinprofil-Typen.



Die epigenetischen Talstrecken — am längsten (8 km) ist diejenige in der Molasse am Knie des Rheines gegen die Töss — widerstehen der Flusserosion viel mehr als die losen Kiesausfüllungen im Bereich des alten Tallaufes. Deshalb sind auch an diese epigenetischen, gelegentlich schluchtartig schmalen Strecken Stromschnellen und Gefällsbrüche geknüpft, die besonders dort stark ausgeprägt sind, wo der Fluss direkt unterhalb der epigenetischen Felsstrecke in die leicht auszuräumende interglaziale Kiesrinne tritt. Das glänzendste Beispiel hierfür ist der Rheinfall³⁾; im Prinzip ähnliche, aber weniger stark ausgeprägte Gefällsbrüche treffen wir beim Koblenzer Laufen,

¹⁾ J. HUG: Beiträge zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse für Wehrbauten am Rhein. Schweizerische Wasserwirtschaft, 3. Jahrgang, 1910, p. 71. — J. HUG: Die Grundwasservorkommnisse der Schweiz. Annalen der Schweiz. Landeshydrographie, Bd. III, 1918.

²⁾ H. HEUSSER: Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel (mit besonderer Berücksichtigung der Rheinrinne). Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz NF., 57. Lieferung 1926.

³⁾ ALB. HEIM: Geologie des Rheinfalles. Mitteilungen d. Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen, Heft 10, 1931.

bei Laufenburg, sowie zwischen Ryburg-Schwörstadt und Rheinfeldern.

Die epigenetischen Talstrecken bilden günstige Stellen für Kraftwerksbauten, während die Flusstrecken direkt über der diluvialen Rheinrinne (Typus D obiger Textfigur) der grossen Kiesmächtigkeit und des in der Rinne zirkulierenden Grundwasserstromes wegen weniger vorteilhafte Situationen darstellen; allerdings ist hier unter Umständen die Möglichkeit, im Kies den Fundamentaushub für die tief reichenden Saugrohre des Turbinenhauses mit Bagger bewerkstelligen zu können, technisch auch wieder von Vorteil gegenüber dem Typus C, wo die Vertiefung im Fels ausgesprengt werden muss. Bei den epigenetischen Stromstücken tritt allseitig der Fels zur Fundierung zutage; junge Alluvionen fehlen entweder völlig oder liegen bloss als eine wenig mächtige Decke über dem Fels, resp. treten als Ausfüllungen ganz junger Erosionscañons auf.

Als charakteristisches Beispiel für eine Kraftwerksanlage in einem epigenetischen Talstück (Typus C) sei Ryburg-Schwörstadt genannt mit anstehendem Fels im Flussbett und an beiden Ufern, sodass Wehr und Turbinenhaus, die in einer Linie quer über den Fluss gelegt sind, auf Fels fundiert und mit den Widerlagern beidseitig an oberflächlich zutage tretenden Hauptmuschelkalk angeschlossen werden konnten. Der Kalk (Nodosenkalk und Trochitenkalk) hat sich sehr gut bewährt und in den offenen Baugruben, hinter den auf Fels fundierten Fangdämmen, als auffallend dicht erwiesen. Alluvionen waren im Flussbett auf das junge, 25 m breite und ca. 20 m tiefe Cañon in der Strommitte beschränkt. Ein ca. 30 m breiter Felskopf trennt das heutige Rheinbett von der diluvialen Rheinrinne, die wenig südlich vom heutigen Strom diesem parallel verläuft¹⁾.

Dem gleichen Typus (C) gehört auch Eglisau an, während als Vertreter von Typus B Rheinfeldern genannt sei. Den Typus A finden wir beim Wehr von Albrück-Dogern vertreten (Kiesmächtigkeit im Mittel 5 m), den Typus D beim Krafthaus Albrück-Dogern (Kiesmächtigkeit ca. 22 m). Typus D könnte, je nach der Wahl der Wehrstelle, auch beim Projekt Säkingen in Betracht kommen.

Eine ausführlichere Darstellung der geologischen Verhältnisse der Rheinkraftwerke ist vom einen von uns (W. H.) für eine spätere Arbeit vorgesehen; sie soll von einer farbigen geologischen Übersichtskarte mit Einzeichnung der diluvialen Rheinrinnen und einer Serie von geologischen Querprofilen der Wehrstellen begleitet sein.

¹⁾ Ein durch W. Hotz vor Baubeginn auf Grund zahlreicher Sondierungen entworfenen geologisches Querprofil der Baustelle Ryburg-Schwörstadt findet sich im Aufsatz: Vom Rheinkraftwerk Ryburg-Schwörstadt. Schweizerische Bauzeitung, Bd. 92, p. 181, 1928.

Fig. 1. Geologischer Lageplan der Kraftwerke am Oberrhein.

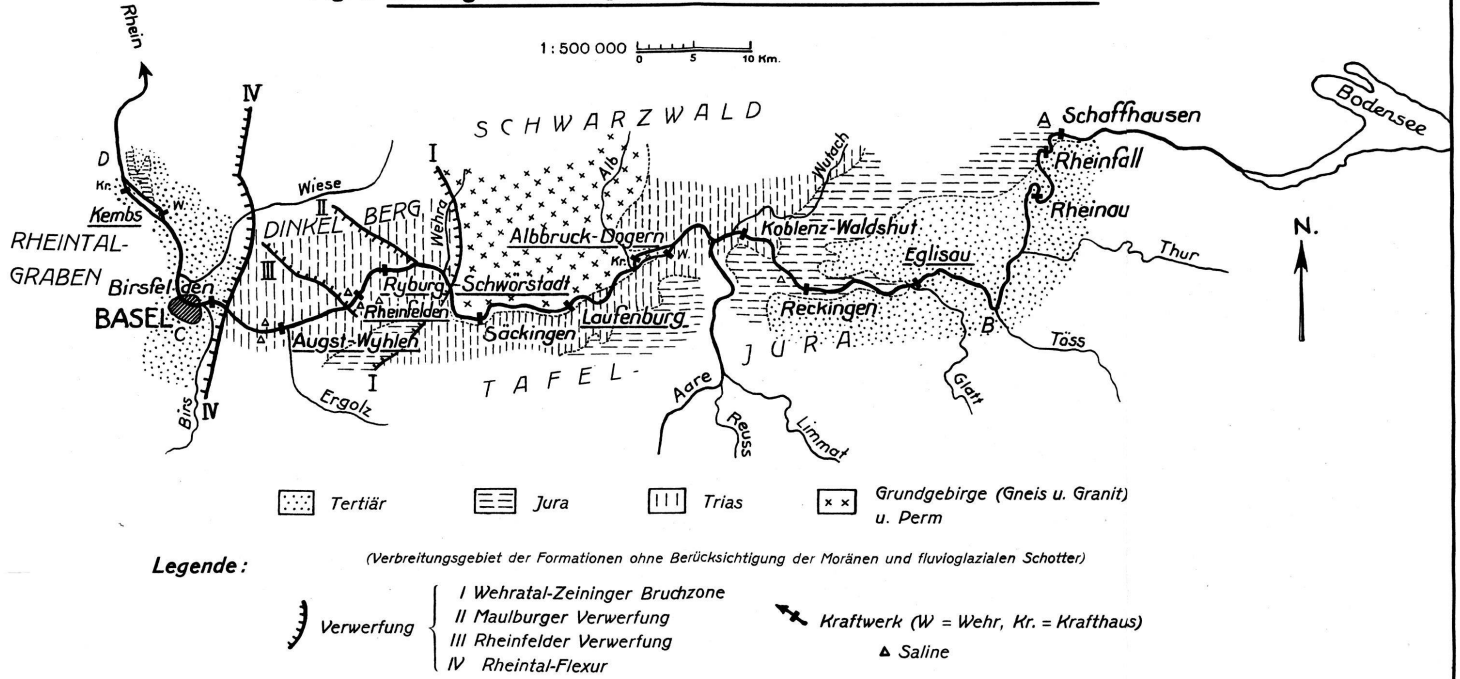
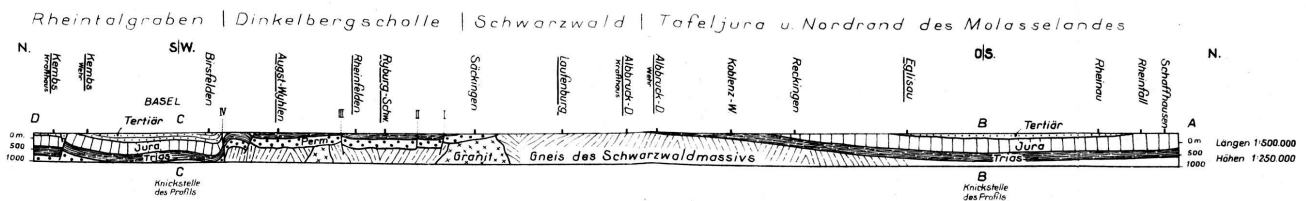


Fig. 2. Geologisches Längsprofil des Rheins von Schaffhausen bis Kembs (unterhalb Basel).



Die Lage der Rheinkraftwerke im generellen stratigraphischen Profil des Rheintals.

HAUPTFUNDAMENTE DER RHEINKRAFTWERKE		Moränen und fluvioglaciale Schotter	QUARTÄR	
		40-70m. Obere Süßwassermolasse	Miocän	
		50m. Meeresmolasse		
		90m. Untere Süßwassermolasse		
Rheinau	→	800m. Stampien-Sannoisien im Rheintalgraben <small>o-em Bolus u. Süßwasserkalk</small>	Oligocän	
Eglisau	→		Eocän	
Birsfelden	→	90m. Platten- und Massenkalk	Malm	
Kembs	→			20m. Badener Schichten
Schaffhausen	→			60m. Wangener- und Geissbergkalk
Rheinfall	→	200m. Effinger Mergel		JURA
		120m. Varians-Murchisonae Sch.		
		50m. Opalinustone		
		20m. Schiefer und Kalke		
		120m. Bunte Mergel mit Gips	Keuper	
Augst-Wyhlen	→	20m. Trigonodus Dolomit	Muschelkalk	
Rheinfelden	→	22m. Nodosenkalk		
Ryburg-Schwarstadt	→	33m. Trachitenkalk <small>Hauptmuschelkalk</small>		
Koblentz-Waldshut	→	18m. Dolomit		
		60m. Tone mit Gips u. Anhydrit, Steinsalzlager		
		45m. Tonmergel d. „Wellenbildungen“		
Albruck-Dogern	→	50m. Sandstein	Buntsandstein	
(Wehr)				
Säckingen	→	bis 300m. Conglomerate, Sandsteine, Tone und Arkosen	Rotliegendes	
			PERM	
Albruck-Dogern	→	Gneis und Granit	GRUNDGEBIRGE	
(Krafthaus)				
Laufenburg	→			

11. — H. FRÖHLICHER (Basel): **Nachweis von Fischeschiefern mit Meletta in der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern).**

Anlässlich der geologischen Detailkartierung von Siegfriedblatt Nr. 374, Escholzmatt, die ich auf Anregung und unter Leitung von Prof. A. BUXTORF ausgeführt habe, konnte ich in der subalpinen Molasse südlich der kleinen Emme folgende tektonische Gliederung feststellen: Im Süden der breiten Zone von granitischer Molasse des Aquitanien, welche mit der Talweitung zwischen Schüpfheim und Escholzmatt zusammenfällt, folgen nach Süden zu bis zum subalpinen Flysch zwei Serien von wahrscheinlich ganz zum Stampien gehörender Molasse. Die erste (nördliche) Serie bildet den Höhenzug Bäuchlen-Farnern, der in seinem obern Teil vorwiegend von Nagelfluh gebildet wird und auf die nördlich vorgelagerte Aquitanzone aufgeschoben ist. Die Basis dieser Bäuchlenserie wird von Mergelschiefern und Sandsteinen gebildet, die lithologisch mit den brackisch-marinen Horwerschichten übereinstimmen. Die Bäuchlennagelfluh selbst ist limnischer Entstehung; daraufhin deuten die Funde von E. KISSLING im Nachbargebiet im Südwesten und meine eigenen Aufsammlungen, deren Bearbeitung in verdankenswerter Weise Herr Dr. E. BAUMBERGER übernommen hat. Südlich der Bäuchlenzone folgt eine mächtige zweite Serie, gekennzeichnet durch dünnplattige oder dickbankige Sandsteine mit oft ziemlich beträchtlichen Zwischenlagen von bald mehr mergeligen, bald mehr tonigen Schiefern; Nagelfluh ist selten. Diese Serie ist auf die Bäuchlennagelfluh aufgeschoben und bildet die direkte Fortsetzung der sogenannten Hilferschichten der benachbarten Schratzenflugegend. Sie schiebt sich als 1,5 km breites Band zwischen die Bäuchlenzone und den subalpinen Flysch ein. Ihre oft flyschähnlichen Gesteine sind z. T. von R. SCHIDER schon zum Flysch gezählt worden: eine Verwechslung, die sicher auch anderwärts vorgekommen sein dürfte.

Diese erwähnte Südzone ist nun besonders gut aufgeschlossen im Tobel des Steinibachs, der ca. 5 km südlich von Schüpfheim von Osten her in die Waldemme einmündet. Etwa 1 km ob der Mündung hat sich vor 4—5 Jahren auf der Südseite des Baches eine grössere Rutschung ereignet, deren Material hauptsächlich aus den oben genannten Tonschiefern besteht. Die Schiefer lieferten mir im Herbst 1930 und Sommer 1931 — sowohl im Schutt als auch im Anstehenden — zahlreiche Reste von Fischen, die noch eine nähere Untersuchung verlangen, doch sei schon heute darauf hingewiesen, dass Schuppen der Gattung *Meletta* ziemlich häufig sind. Es dürfte dies das erste Mal sein, dass in der schweizerischen subalpinen Molasse diese Gattung nachgewiesen wird; es ist aber anzunehmen, dass sie sich auch anderwärts findet. Da *Meletta* hauptsächlich das untere Stampien kennzeichnet, ist damit ein weiterer Anhaltspunkt für die

Altersbestimmung gegeben; ausserdem spricht dieses Fossil einwandfrei für *marine Sedimentation*.

Auf die weitere Verbreitung der Gattung Meletta in der Schweiz sei nur kurz hingewiesen. Wir kennen sie aus dem Unter-Stampien des Oberrheingebietes (Basel bis Delémont); ALEXANDER WETTSTEIN erwähnt sie aber auch aus den von ihm zum Oligocän gestellten Glarner Fischechiefern, wodurch eine auffällige Analogie zur Fischfauna des Steinibachs gegeben wäre. Die Funde aus dem Entlebuch können auch verglichen werden mit den von DOUXAMI aus Savoyen (Chambéry) beschriebenen Vorkommen, oder mit solchen des bayrischen Alpenrandes. Diese wenigen Bemerkungen zeigen, welche grosse Bedeutung der weiteren Vergleichung der verschiedenen Fischfunde zukommt.

Wichtig erscheint mir endlich, die grosse lithologische Ähnlichkeit der Schiefer des Steinibachs mit den Melettaschiefern des Rheintalgrabens hervorzuheben. Wir dürfen daraus schliessen, dass zur unterstampischen Zeit am Südrand des mittelschweizerischen Molasselandes, ähnlich wie im Rheintalgraben, ein ziemlich tiefes Meeresbecken sich hinzog. Die in diesem Sammeltrog sich bildenden, sehr mächtigen, tonigsandigen Sedimente sind uns aber nur von denjenigen Stellen des schweizerischen Alpenrandes bekannt, wo beim Heranschub der alpinen Decken sehr tiefe Teile der Molasseserie an die Oberfläche hinaufgepresst worden sind. — In den südlichen Teilen des selben Sedimentbeckens könnten die fischführenden Glarner Schiefer, die aber zum autochthonen Sedimentmantel des Aarmassivs gehören, zum Absatz gelangt sein.