

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz
herausgegeben von der
Geologischen Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse
publiés par la
Commission Géologique
de la Société Helvétique des Sciences Naturelles
subventionnés par la Confédération

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera
pubblicati dalla
Commissione Geologica della Società Elvetica di Scienze Naturali
sovvenzionati dalla Confederazione

Neue Folge, 75. Lieferung
Des ganzen Werkes 105. Lieferung

Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental

(Kanton Bern),

**ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse
und des Alpenrandes**

Mit 14 Textfiguren und 3 Tafeln

Von

Heinrich Haus

BERN

In Kommission bei A. Francke AG.
1937

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung der Geologischen Kommission vom 19. Juni 1937 legte Herr Dr. HEINRICH HAUS das Manuskript seiner Doktordissertation «Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental (Kanton Bern)» vor und stellte das Gesuch um Veröffentlichung dieser Arbeit in der Serie der «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz».

Die Kommission beschloss, die ihr wertvoll erscheinende Arbeit in ihre «Beiträge» aufzunehmen, konnte aber in Anbetracht ihrer beschränkten Mittel diesen Beschluss nur unter der Voraussetzung fassen, dass Herr Haus versuche, den grössten Teil der Druckkosten zu übernehmen. Es mag an dieser Stelle erwähnt sein, dass die Erfüllung dieser Bedingung Herrn Haus ermöglicht wurde durch die finanzielle Hilfe verschiedener Institutionen und privater Gönner; Näheres hierüber enthält das Vorwort des Verfassers. Die Geologische Kommission möchte auch ihrerseits nicht versäumen, all den Helfern herzlichen Dank auszusprechen; sie hofft, die Arbeit des Herrn H. HAUS werde in mancher Hinsicht zur Klärung der Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse und des Alpennordrandes beitragen.

Die der Arbeit zugrunde liegende geologische Detailaufnahme von Blatt Schangnau in den Massstäben 1:10 000 und 1:12 500 soll später im Rahmen des Blattes 383—385^{bis}, Röthenbach-Schangnau, des Geologischen Atlases der Schweiz 1:25 000 veröffentlicht werden.

Die vom Autor gesammelten Belegstücke (Fossilien und Gesteinsproben) befinden sich im geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel und im Basler Naturhistorischen Museum.

Für den Inhalt von Text und Tafeln ist allein der Verfasser verantwortlich.

Basel, den 1. Juli 1937.

Für die Geologische Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft,

Der Präsident:

Dr. A. BUXTORF, Prof.

Der Sekretär:

O. P. SCHWARZ.

Vorwort des Verfassers.

Die geologische Aufnahme von Blatt Schangnau (Siegfriedatlas Blatt 385^{bis}), zu der mich mein verehrter Lehrer Herr Professor A. BUXTORF anregte, versprach von Anfang an eine dankbare Aufgabe zu sein. Nicht nur bietet das Blatt einen besonders günstigen Ausschnitt der verschiedenen Zonen des Alpenrandes: Kreidekette, subalpiner Flysch, subalpine Molasse und Innenrand der Miocaenmolasse des schweizerischen Mittellandes, sondern es ging aus bisherigen Untersuchungen auch hervor, dass in der Gegend von Schangnau, speziell im Bereich der subalpinen Molasse, noch wichtige Probleme der Lösung harren. In dieser Gegend vollzieht sich im gewissen Sinne der Wechsel zwischen ost- bzw. zentralschweizerischer und westschweizerischer Molassetektonik. Diese Verhältnisse in allen Einzelheiten zu untersuchen erschien um so mehr angebracht, als über die Nachbargebiete des Aaretales von R. RUTSCH und E. GERBER, über die des Entlebuch von H. FRÖHLICHER neuere Arbeiten erschienen waren.

Meine Kartierungen und Untersuchungen begann ich im Sommer 1932, musste aber wegen der komplizierten geologischen Verhältnisse auch die Sommer- und Herbstmonate 1933—1935 den Feldaufnahmen widmen. Immer wieder waren während dieser Zeit und auch noch später Übersichtsbegehungen und Vergleiche in anderen Molassegebieten der nahen und weiteren Umgebung von Schangnau notwendig, bis schliesslich eine einigermaßen befriedigende Lösung der verschiedenen Probleme, die mir mein Untersuchungsgebiet bot, gefunden war. Dabei wurde sehr viel Zeit auch auf das Suchen nach fossilen Resten in der Molasse verwendet.

Die Ergebnisse meiner Feldaufnahmen und die Verarbeitung der Beobachtungen und Aufsammlungen bilden den Inhalt der vorliegenden Arbeit. Des allgemeinen Interesses wegen wurde eines der wichtigsten Resultate, nämlich der Nachweis alter Erosionserscheinungen am S-Rand der miocaenen Nagelfluh, vorläufig publiziert. In einer weiteren kleinen Notiz wurden einige neuere Beobachtungen über Beziehungen zwischen Molasse und Alpenrand mitgeteilt. Beide Arbeiten erschienen in den «*Eclogae geologicae Helvetiae*» (Vol. 28 und 29).

Gerne erwähne ich an dieser Stelle, dass mir im Sommer 1936 der ehrenvolle Auftrag zuteil wurde, gemeinsam mit Herrn Professor A. BUXTORF die Schweizerische Geologische Gesellschaft auf 21½-tägiger Exkursion durch mein Untersuchungsgebiet zu führen. Ein Bericht des Verfassers hierüber ist ebenfalls in den «*Eclogae*» (Vol. 29) erschienen.

Ganz besonders möchte ich meinem hochgeschätzten Lehrer Herrn Professor A. BUXTORF für seine Mühe und für das grosse Interesse, das er meinen Arbeiten die ganze Zeit über entgegengebracht hat, von Herzen danken. Auf mehreren Besuchen und Exkursionen hat er meine Arbeiten verfolgt. Nicht nur während meiner Untersuchung im Felde, sondern auch bei der Ausarbeitung des Textes und der Illustrationen durfte ich zu jeder Zeit auf seinen guten Rat und seine allseitige Unterstützung zählen.

Zu grossem Danke bin ich Herrn Dr. H. G. STEHLIN, Vorsteher der Osteologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Basel, verpflichtet, der sich bereitwilligst der Arbeit unterzog, die gesammelten Säugetierreste zu bestimmen, und damit meine Untersuchungen in entscheidender Weise förderte. Ebenso war der leider im November 1935 verstorbene, hochverdiente Molasseforscher Dr. E. BAUMBERGER mir ein treuer Berater, indem er sich freiwillig der mühevollen Arbeit des Bestimmens der gefundenen Molluskenreste widmete. Ich werde ihm stets ein dankbares Andenken bewahren.

Von Herrn Privatdozent Dr. M. REICHEL konnte ich mir bei Durchsicht der Schiffe von Foraminiferengesteinen allezeit Rat holen, und Herr Professor Dr. M. REINHARD hat mir in dankenswerter Weise mehrfach bei petrographischen Fragen Hinweise gegeben.

Viele Anregungen ergaben sich mir aus den Diskussionen mit den Herren Privatdozent R. RUTSCH, Prof. Dr. J. CADISCH und mit meinen Studienkameraden Dr. W. BRÜCKNER und H. ANDEREGG. Auch der guten Kameradschaft meiner Studienfreunde Dr. H. FRÖHLICHER und Dr. JOH. HÜRZELER möchte ich gedenken. Mein Freund HANS ANDEREGG hat mich verschiedentlich während mehrerer Tage in meinem Kartiergebiet aufgesucht und mich auf gemeinsamen Begehungen bei meinen Arbeiten unterstützt.

Ausserdem möchte ich nicht minder alle diejenigen, welche mir in irgendeiner Weise während meiner Arbeit aufmunternd oder werktätig geholfen haben, meines wärmsten Dankes versichern.

Die Veröffentlichung meiner Arbeit in der vorliegenden Form war nur möglich dank namhafter Zuwendungen, die ich auf Bitten meines Lehrers von verschiedener Seite erhalten durfte.

In erster Linie ist hier der hohe Beitrag zu nennen, den mir die Philosophisch-naturwissenschaftliche Fakultät aus ihrem «Fonds für wissenschaftliche Arbeiten» gewährte. Eine beträchtliche Summe liess mir ferner die «Basler Studien-Stiftung» zukommen. Weiterhin stifteten einige hochgeschätzte Zürcher und Basler Freunde der Geologie ansehnliche Beiträge. All diese Hilfe sei auch an dieser Stelle herzlich verdankt.

Endlich bin ich der Geologischen Kommission in hohem Masse verpflichtet für die Aufnahme meiner Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz».

Basel, den 1. Juli 1937.

Heinrich Haus.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
<i>Vorwort der Geologischen Kommission</i>	II	Subalpiner Flysch	50
<i>Vorwort des Verfassers</i>	III	a) Aufschlüsse	50
<i>Literaturverzeichnis</i>	VII	b) Gesteine	50
Einleitung	1	c) Alter, Herkunft und tektonische Stellung	53
Topographischer Überblick.	1	d) Zusammenfassung über den subalpinen Flysch	55
Geologische Einteilung	2	Kreide und Eocæn der Randkette	57
Morphologische Gliederung.	2	A. Stratigraphie:	
Bisherige geologische Untersuchungen.	3	I. Kreide	57
Subalpine Molasse	5	a) Valanginienmergel	57
A. Stampische Schuppen (I—III):		b) Valanginienkalk	59
I. Hilfern-Zone (Melettaschichten)	5	Valanginien-Hauterivien-Grenze.	64
II. Bäuchlen-Honegg-Schuppe (B-H-S)	8	c) Kieselkalkgruppe	66
a) Spezielle Stratigraphie der B-H-S	9	1. Basisschiefer des Unteren Kieselkalkes	66
1. Querprofil der Bäuchlen-Serie im Steiglenbach	10	2. Unterer Kieselkalk	67
2. Querprofil der Honegg-Serie an der Honegg	11	3. Untere Echinodermenbreccie	67
3. Zentraler Teil der B-H-S mit Uerscheli-Nagelfluh	14	4. Glaukonitniveau der Schiffflischichten	68
b) Ablagerungsbedingung des Honeggfächers	18	5. Basisschiefer des Oberen Kieselkalkes («Schyniges Band»).	68
c) Fossilführung und Stratigraphie der B-H-S als Ganzes	19	6. Oberer Kieselkalk	69
1. Paläontologisches	19	7. Obere Echinodermenbreccie	69
2. Stratigraphische Stellung der B-H-S	23	d) Altmansschichten	70
3. Sedimentationsbedingungen der Melettaschiefer	25	e) Drusbergschichten	70
4. «Rote Molasse»; Vaulruz-Schichten	25	f) Unterer Schrattenkalk	71
5. Facies der B-H-S	27	g) Orbitolinaschichten und Oberer Schrattenkalk	71
d) Spezielle Tektonik der B-H-S	29	II. Eocæn	73
e) Alte Erosion am Südrand der B-H-S	34	a) Orbitoidenkalk	73
III. Schangnau-Schuppe	34	b) Basis des Hohgantsandsteins	73
a) Verbreitung, Gesteine, Fossilführung	34	c) Hohgantsandsteingruppe	74
b) Tektonisches	36	d) Bemerkungen zur Eocæntransgression	75
c) Fortsetzung der Schangnau-Schuppe	38	B. Tektonik der Randkette	76
d) Facielles	38	a) Hohgantkette.	76
B. Aquitan-Zone	39	b) Schwarzenegg-Abschnitt	77
Mittelländische Molasse	40	Quartär	81
a) Miocaene Nagelfluh	40	A. Pleistocæn	81
b) Südrand des Miocaen	44	1. Aare-Rhonegletscher	81
c) Fortsetzung und Verlauf des alten Erosionsrandes	45	2. Emmegletscher	82
Beziehungen zwischen mittelländischer und subalpiner Molasse	46	3. Molassemoränen am Nordhang der Honegg	83
a) Wachthubel-Sporn	46	4. Lokalgletscher und Gletscher der Nebentäler	84
b) Tektonik der «Hauptantiklinale»	47	5. Fluvioglaziale Aufschüttungen	84
c) Überblick über die Tektonik der Molasse bei Schangnau und im Aaregebiet	48	6. Der würmeiszeitliche bis postglaziale Schangnauer See	85
		7. Bemerkungen zur Talgeschichte und Morphologie	86
		B. Holocæn	86
		Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse	90

Literaturverzeichnis.

(Zitierte Literatur.)

1. **Adrian, H.** Geologische Untersuchungen der beiden Seiten des Kandertales im Berner Oberland. — *Eclogae geol. Helvet.*, 13, **1915**.
2. **Antenen, F.** Die Vereisungen der Emmentäler. — Diss. Bern, **1901**.
3. **Antenen, F.** Die Vereisungen im Eriz und die Moränen von Schwarzenegg. — *Eclogae geol. Helvet.*, 9, **1906**.
4. **Antenen, F.** Mitteilungen über das Quartär des Emmenthales. — *Eclogae geol. Helvet.*, 10, **1909**.
5. **Antenen, F.** Mitteilung über Talbildung und eiszeitliche Ablagerungen in den Emmentälern. — *Eclogae geol. Helvet.*, 11, **1910**.
6. **Arbenz, P.** Geologisches Gutachten an Herrn Ing. Fischer-Reinau, Zürich II, über die projektierte Stauanlage bei Schangnau (Kt. Bern). — Buchdruckerei K. J. Wyss, **1908**. Mit Beilage: Geolog. Karte und Profile.
7. **Baumberger, E.** Über das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten. — *Eclogae geol. Helvet.*, 16, **1921**.
8. **Baumberger, E.** Die subalpine Molasse von Luzern. — *Eclogae geol. Helvet.*, 19, **1925**.
9. **Baumberger, E.** Die Deutung des Rigi- und Rossbergprofils auf Grund neuer Fossilfunde. — *Verh. natf. Ges. Basel*, 40, **1929**.
10. **Baumberger, E.** Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpenrand. — *Eclogae geol. Helvet.*, 24, **1931**.
11. **Baumberger, E.** und **Kräusel, R.** Die Horwerschichten südlich Luzern. — *Abh. d. Schweiz. Paläont. Ges.*, Bd. 55, **1934**.
12. **Baumberger, E.** Über die Cyrenen der stampischen Molasse am Alpenrand. — *Eclogae geol. Helvet.*, 27, **1934**.
13. **Beck, P.** Geologie der Gebirge nördlich Interlaken. — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.* 24, **1911**.
14. **Beck, P.** Geologische Karte der Gebirge nördlich Interlaken in *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.* 24, **1911**.
15. **Beck, P.** Das stampische Alter der Thuner Nagelfluh und deren Bedeutung für den Bau des Alpenrandes. — *Mitt. natf. Ges. Bern*, **1922**.
16. **Beck, P.** Der Alpenrand bei Thun. — *Eclogae geol. Helvet.*, 17, **1922**.
17. **Berz, K. C.** Petrographisch-stratigraphische Studien im oberschwäbischen Molassegebiet. — *Jahresh. Verein vaterl. Natk. Württemberg*, 71, **1915**.
18. **Berz, K. C.** Über die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilikate, insbesondere der chamositischen Substanzen. — *Fortschr. der Geologie u. Paläontologie*, Heft 11, **1926**.
19. **Buess, H.** Über die subalpine Molasse im Kanton Freiburg. — Diss. Freiburg (Schweiz) **1921**.
20. **Burckhardt, C.** Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrande der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee. — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.* 2, **1893**.
21. **Buxtorf, A.** Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks; Spezialkarte 27 a, 27 b, herausgeg. von der Geol. Kommission d. Schweiz. Natf. Ges., **1910**.
22. **Buxtorf, A.** Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihoehfluhkette; Spezialkarte 29, herausgeg. von der Geol. Komm. d. Schweiz. natf. Ges., **1916**.
23. **Buxtorf, A.** Über das mutmassliche Vorhandensein jungcretacischer oder alteocäner Störungen (Verwerfungen) in den helvetischen Kalkalpen. — *Eclogae geol. Helvet.*, 14, **1918**.
24. **Buxtorf, A.** Taveyannazsandstein im subalpinen Flysch des Pilatusgebietes. — *Eclogae geol. Helvet.*, 26, **1933**.

25. **Buxtorf, A.** Molasse- und Flyschtektonik südlich Luzern und ihre Bedeutung für den Lopperberg-Querbruch. — *Eclogae geol. Helvet.*, 29, **1936**.
26. **Cadisch, J.** Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. — *Geol. Rundschau*, 23, **1932**.
27. **Eugster, H.** Geologie der Ducangruppe. — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 49, **1923**.
28. **Fichter, H. J.** Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 69, **1934**.
29. **Fischer-Ooster, C. V.** Übersicht aller bisher bekannten Fundorte fossiler Pflanzen aus der Molasseperiode im Canton Bern. — *Mitt. natf. Ges. Bern*, **1856**.
30. **Fischer-Ooster, C. V.** Aufzählung der bis dahin in der Süswassermolasse vom Bumbachgraben bei Schangnau entdeckten fossilen Thiere. — *Mitt. natf. Ges. Bern*, Nrn. 495 u. 496, **1861**.
31. **Fischer-Ooster, C. V.** Über ein fossiles Hirschgeweih aus dem Bumbachgraben bei Tschangnau. — *Mitt. natf. Ges. Bern*, Nr. 613, **1866**.
32. **Fröhlicher, H.** Nachweis von Fischschiefern mit Meletta in der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern). — *Eclogae geol. Helvet.*, 24, **1931**.
33. **Fröhlicher, H.** Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch (Kt. Luzern). — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 67, **1933**.
34. **Fröhlicher, H.** Unterstampische Molasse im Flyschgebiet der Fährnern bei Appenzell. — *Eclogae geol. Helvet.*, 28, **1935**.
35. **Früh, J. J.** Beiträge zur Kenntniss der Nagelfluh der Schweiz. — *Neue Denkschr. Allg. Schw. Ges. f. d. ges. Natw.*, 30, **1890**.
36. **Führer**, Geologischer, der Schweiz. — Herausgeg. von der Schweiz. Geol. Ges. B. Wepf & Cie., Basel, **1934**.
37. **Geiger, E.** Petrographie der Molasse. — *Mitt. d. Thurgauischen natf. Ges.*, Heft XXIX, **1933**.
38. **Gerber, M.** Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentralschweiz. — *Eclogae geol. Helvet.*, 23, **1930**.
39. **Gerber, E.** Zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse von Rüschegg (Kt. Bern). — *Mitt. natf. Ges. Bern*, **1931** (Bern 1932).
40. **Goldschmid, K.** Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe bei Interlaken. — *Mitt. natf. Ges. Bern*, **1926** (Bern 1927).
41. **Colom Casanovas, G.** Estudios Sobre Las Calpionelas. — *Boletin de la Sociedad Española de Historia Natural*, Tomo 34, Madrid **1934**.
42. **Hammer, W.** Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm. — *Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanst.*, Bd. 58, 1. Heft, **1908**.
43. **Haus, H.** Über alte Erosionserscheinungen am Südrand der miocaenen Nagelfluh des oberen Emmentales und deren Bedeutung für die Tektonik des Alpenrandes. — *Eclogae geol. Helvet.*, 28, **1935**.
44. **Haus, H.** Beziehungen zwischen Molasse und Alpenrand im Abschnitt Entlebuch-Thunersee. — *Eclogae geol. Helvet.*, 29, **1936**.
45. **Haus, H.**, in **Arbenz, P.**, **Gerber, E.**, **Haus, H.**, **Rutsch, R.** Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch die Molasse des Emmentales bis in die Alpenrandkette. — *Eclogae geol. Helvet.*, 29, **1936**.
46. **Heer, O.** Flora tertiaria Helvetiae. — Winterthur **1855—1859**.
47. **Heim, Alb.** Geologie der Schweiz. — Leipzig, **1919—1922**.
48. **Heim, Arn.** Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. — *Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich*, 51, **1906**.
49. **Heim, Arn.** Die Erscheinungen der Längszerreissung und Abquetschung am nordschweizerischen Alpenrand. — *Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich*, 51, **1906**.
50. **Heim, Arn.**, **Baumberger, E.** und **Buxtorf, A.** Paläontologisch-stratigraphische Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valanginien-Hauterivien-Grenze usw. — *Abh. Schweiz. Pal. Ges.*, 43, **1907**.
51. **Heim, Arn.** Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe. — *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 20, **1916**.
52. **Heim, Arn.** Über Bau und Alter des Alpennordrandes. — *Eclogae geol. Helvet.*, 21, **1928**.

53. **Heim, Arn., Baumberger, E. und Stehlin, H. G.** Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlberg. — Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich, 73, **1928**.
54. **Heim, Arn.** Zum Problem des Alpen-Molasse-Kontaktes. — *Eclogae geol. Helvet.*, 25, **1932**.
55. **Heim, Arn. und Baumberger, E.** Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins (Vorarlberg und Ostschweiz). — *Denkschr. Schweiz. natf. Ges.*, Bd. 68, **1933**.
56. **Jeannet, A.** Monographie géologique des Tours d'Aï. — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 34, **1918**.
57. **Jeannet, A., Leupold, W., P. Damian Buck.** Stratigraphische Profile des Nummulitikums von Einsiedeln-Iberg. — *Schweiz. natf. Ges.*, 1. Heft, **1935**.
58. **Kaufmann, F. J.** Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. — *Neue Denkschr. der allg. schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw.*, Bd. 17, **1860**.
59. **Kaufmann, F. J.** Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. — *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 11, **1872**.
60. **Kaufmann, F. J.** Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort. Mit einem Atlas von 30 Tafeln. — *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 24, **1886**.
61. **Kaufmann, F. J.** Geologische Karte der Schweiz, 1:100 000, Blatt XIII: Interlaken-Sarnen-Stans, herausgeg. von der Geol. Komm. d. Schweiz. natf. Ges., **1887**.
62. **Kopp, J.** Einige Resultate der geologischen Neuaufnahme von Luzern. — *Eclogae geol. Helvet.*, 27, **1934**.
63. **Liechti, P.** Geologische Untersuchungen der Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees. — *Mitt. natf. Ges. Bern*, **1930** (Bern 1931).
64. **Liechti, W.** Geologische Untersuchungen der Molassenagelflufregion zwischen Emme und Ilfis (Kt. Bern). — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 61, **1928**.
65. **Ludwig, A.** Die Nagelflufzonen von Forst und Sommersberg bei Altstätten und Gais. — *Eclogae geol. Helvet.*, 25, **1932**.
66. **Mekel, J., Siccama, E. L., Smits, J.** Geologische Karte von Schangnau 1:25 000 (Original). **1917**.
67. **Mollet, H.** Über die stratigraphische Stellung der eocänen Glaukonitschichten beim Külibad am Thunersee. — *Mitt. natf. Ges. Bern*, **1916**.
68. **Mollet, H.** Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 47, **1921**.
69. **Mollet, H.** Geologische Karte der Schafmatt-Schimberg-Kette. Spezialkarte 91 a, 91 b, in *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 47, **1921**.
70. **von Moos, Armin.** Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, XV, **1935**.
71. **Muheim, P. F.** Subalpine Molasse im östlichen Vorarlberg. — *Eclogae geol. Helvet.*, 27, **1934**.
72. **Murgeanu, G. et Filipescu, M.** *Calpionella carpathica* n. sp. dans les Carpates roumaines. — *Notationes Biologicae*, vol. I, Nr. 2, Bukarest **1933**.
73. **Ochsner, A.** Über die subalpine Molasse zwischen Wäggitäl und Speer. — *Eclogae geol. Helvet.*, 28, **1935**.
74. **Penck, A. und Brückner, E.** Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig **1909**.
75. **Quervain, F. de.** Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 8, Heft 1, **1928**.
76. **Ritter, E.** Stratigraphie und Tektonik der kohlenführenden Molasse zwischen Genfersee und Saanetal. — *Eclogae geol. Helvet.*, 18, **1924**.
77. **Rollier, L.** Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse du Nord des Alpes. — *Neue Denkschr. d. schweiz. natf. Ges.*, Bd. 46, **1911**.
78. **Rothpletz, A.** Geologische Alpenforschungen III. Die Nord- und Südüberschiebungen in den Freiburger Alpen. — München **1908**, S. 112. Taf. VI, Fig. 5.
79. **Rütimeyer, L.** Das Schweizerische Nummulitenterrain, mit besonderer Berücksichtigung des Gebirges zwischen Thunersee und Emme. — Bern, **1850**.
80. **Rütimeyer, L.** Über schweizerische Anthracotherien. — *Verh. natf. Ges. Basel III*, **1856**.
81. **Rütimeyer, L.** Über *Anthracotherium magnum* und *hippoideum*. — *Neue Denkschr. d. allgem. schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw.*, Bd. XV, Zürich **1857**.

82. **Rutsch, R.** Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse südlich von Bern. — *Eclogae geol. Helvet.*, 19, **1926**.
83. **Rutsch, R.** Geologie des Belpbergs. — *Mitt. natf. Ges. Bern*, **1927** (Bern 1928).
84. **Rutsch, R.** Die Gastropoden des subalpinen Helvetien der Schweiz und des Vorarlbergs. — *Abh. schweiz. pal. Ges.*, Bd. 49, **1929**.
85. **Rutsch, R.** Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern. — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 66, **1933**.
86. **Rutsch, R.** Ein Fall von Einregelung aus dem Vindobonien des bernischen Seelandes. — *Eclogae geol. Helvet.*, 29, **1936**.
87. **Sandberger, C. L. F.** Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt. — Wiesbaden **1870—1875** (Text).
88. **Schardt, H., Meyer, H., Ochsner, A.** Geologische Karte des Wäggitals und seiner Umgebung. Spezialkarte 108 a, herausgeg. von der Geol. Komm. d. Schweiz. natf. Ges. — und: *Eclogae geol. Helvet.*, 18, **1924**.
89. **Schider, R.** Geologie der Schrattenfluh im Kanton Luzern. — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 43, **1913**.
90. **Schider, R.** Geologische Karte der Schrattenfluh. Spezialkarte 76 a, 76 b, in *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 43, **1913**.
91. **Schneeberger, W.** Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersees (Diss.). — *Mitt. natf. Ges. Bern*, **1926** (Bern 1927).
92. **Siccama, E. L.** Erläuterungen bei der geol. Karte der Umgebung Schangnau's (Manuskript). — Geol. Institut der Universität Bern, **1917**.
93. **Spitz, A. und Dyhrenfurth, Günter.** Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stilsferjoch. — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 44, **1914**.
94. **Stauffer, H.** Geologische Untersuchungen der Schilthorngruppe im Berner Oberland (Diss.). — *Mitt. natf. Ges. Bern, Heft I*, **1920**.
95. **Stehlin, H. G.** Über die Grenze zwischen Oligocaen und Miocaen in der Schweizer Molasse. — *Eclogae geol. Helvet.*, 7, **1902**.
96. **Stehlin, H. G.** Anthracotherium aus dem marinen Sandstein von Vaulruz (Kt. Freiburg). — *Eclogae geol. Helvet.*, 10, **1908**.
97. **Stehlin, H. G.** Säugetierpaläontologische Bemerkungen zu einigen neueren Publikationen von Herrn Dr. L. Rollier. — *Eclogae geol. Helvet.*, 11, **1911**.
98. **Stehlin, H. G.** Zur Revision der europäischen Anthracotherien. — *Verh. natf. Ges. Basel*, 21, **1910**.
99. **Stehlin, H. G.** Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. — *Verh. natf. Ges. Basel*, 25, **1914**.
100. **Stehlin, H. G.** Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocänen Molasse. — *Eclogae geol. Helvet.*, 16, **1922**.
101. **Studer, B.** Beiträge zu einer Monographie der Molasse. — Bern **1825**.
102. **Studer, B.** Bemerkungen zu einem Durchschnitt durch die Luzerner Alpen. — *Leonhards neues Jahrb. f. Min., Geognosie usw.*, Jahrg. **1834**.
103. **Studer, B.** Geologie der Schweiz, 2. Bd. — Bern und Zürich, **1853**.
104. **Tobler, A.** Alveolinenfunde im Eocän der nördlichen Kalkalpen. — *Eclogae geol. Helvet.*, 22, **1929**.
105. **Tornquist, A.** Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Beziehungen zu den ostalpinen Deckenschüben. — *Neues Jahrb. f. Min. etc.*, Bd. I, **1908**.
106. **Vonderschmitt, L.** Neue Fossilfunde im Flysch des Val d'Illicz (Valais). — *Eclogae geol. Helvet.*, 28, **1935**.
107. **Weithofer, K. A.** Die Oligocänablagerungen Oberbayerns. — *Mitt. der geol. Ges. Wien*, Bd. 10, **1918**.
108. **Zingg, Th.** Beiträge zur Schotteranalyse. Die Schotteranalyse und ihre Anwendung auf die Glacial-schotter. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 15, **1935**.

Einleitung.

Topographischer Überblick.

Das untersuchte Gebiet liegt zu seinem grössten Teil in der dem nordschweizerischen Alpenrand vorgelagerten subalpinen Zone. Im S und SE reicht das Kartengebiet noch bis in die Alpenrandkette selbst (Kette des Hohgant), umfasst aber nahezu überall nur deren steilen N-Abfall bis hinauf zur Gratlinie.

Beginnend auf Blatt Schangnau im W mit dem Widderfeld (2070 m), kulminiert sie im Hohgant (Furggengütsch, 2202 m), dem höchsten Punkt des Alpenrandes zwischen Vierwaldstättersee und Thunersee, und streicht von hier nordöstlich über Jurtenfluh (1964 m)—Grätli—Baumgartenfluh—Kemmeribodenfluh bis hinab zum Quertal der Emme.

Nur ein kleiner Ausschnitt in der SE-Ecke des Gebietes entfällt auf die S-Abdachung der Randkette; dieser Teil wird nahezu vollständig von einem wild zerrissenen Karrenfeld — Weisser Schopf genannt — eingenommen.

Nordöstlich der Emme setzt die Randkette in der Schrattenfluh fort.

Den Fuss der Kreidekette als sanfte Gehänge bekleidend, folgt weiter gegen N die Zone des subalpinen Flysches. Seine zu häufigen Rutschungen neigenden tonig-mergeligen Gesteine, sowie die ausgedehnte Moränenbedeckung sind die Ursache, dass grosse Flächen dieses Gebietsstreifens von stark versumpftem Weidland bedeckt werden.

Dem Alpenrand entlang zieht sich von WSW—ENE eine breite Depression: Rothmoos—Buchhütten—Bumbach—Kadhausgraben. Diese Senke entspricht in ihrem südlichen Teil der Zone des subalpinen Flysches, welcher auf die den nördlichen Teil bildende subalpine Molasse überschoben ist. Die subalpine Molasse selbst besteht aus mehreren Schuppen, deren mächtigste sich als hoher Bergzug ungefähr parallel zum Alpenrand von der Honegg (1513 m) zum Lochsitenberg (1487 m) hinzieht und ca. 7 km weiter im NE die Bäuchlen bildet. Sie ist im folgenden als Bäuchlen-Honegg-Schuppe besprochen. Die Begründung für diese Namengebung findet sich später im Text. Nach N zeigt der Höhenzug meist sehr steile Abhänge; sie sind häufig dicht bewaldet und werden von austreichenden Schichtköpfen gebildet. Dieser Kamm wird südlich Schangnau vom Quertal der Emme durchbrochen. Gegen SE jedoch dachen sich Lochsitenberg und Honegg flach ab. Das Einfallen der Schichtplatten ist dabei fast überall steiler als die Neigung des Hanges, so dass austreichende Nagelfluh und Sandsteinlager oft als langhinziehende, aus dem Gelände hervorstechende Rippen zu verfolgen sind.

Dem Lochsitenberg-Honegg-Zug lagert sich der eine Längstalfurche bildende fruchtbare Talgrund von Schangnau-Marbach vor. Hier herrschen, wo Quartärbedeckung fehlt, rundliche, sanfte Geländeformen, die von der leichten Verwitterbarkeit des Untergrundes zeugen. Die nordwestliche Talwand wird gebildet durch den SW-NE streichenden Südrand der miocaenen Nagelfluh, welche die NW-Ecke des Kartengebietes ausfüllt. Südwestlich und nördlich von Schangnau, gegen die Emme und gegen die Hänge von Wald, fällt die Nagelfluh in hohen Wänden nach dem Tal hin ab (Vordere Fluh). Über den Wänden breitet sich auf der Nagelfluhunterlage ein schiefes, gegen SW geneigtes Plateau aus, das von der Erosion in zahlreiche Kuppen und Rücken (vgl. die Bezeichnungen Hubel und Bühl) aufgelöst ist und von Wasserläufen in tiefen schlitzartigen Schluchten durchsägt wird. Auch die Emme durchbricht diese ungemein widerstandsfähigen Gesteinsmassen im wilden Cañon des Reblochs.

Geologische Einteilung.

Gestützt auf den eben gegebenen tektonischen Überblick und die tektonische Karte (Taf. II) lassen sich, wie später auszuführen ist, im untersuchten Gebiet von SE gegen NW folgende geologische Einheiten unterscheiden:

- Alpenrandkette (Niederhorn-Teildecke).
- Subalpiner Flysch mit zahlreichen Einschlüssen.
- Subalpine Molasse:
 1. Hilfern-Schuppe, nur nordöstlich Bumbach.
 2. Bäuchlen-Honegg-Schuppe.
 3. Schangnau-Schuppe.
 4. ? Aquitan-Zone, nur östlich der Emme.
- Mittelländische Molasse (miocaene Nagelfluh).

Morphologische Gliederung.

Die morphologische Gliederung steht in enger Beziehung zum geologischen Bau der Gegend.

Die schon im Vorangehenden erwähnten Depressionen und Kulminationen sind primär, und herzuleiten aus dem isoklinalen Grundbau, d. h. dem Wechsel von einheitlich nach S fallenden, härteren und weicheren Schichtpaketen (Schuppen).

Vermöge ihrer Widerstandsfähigkeit treten orographisch die Kreidekette und die feste Sandstein-Nagelfluh-Schichtfolge der Bäuchlen-Honegg-Schuppe hervor. Die dazwischenliegende Depression folgt den Zonen weicherer Schichten: Flysch und Mergelmolasse. Ebenso liegt die Depression von Schangnau-Marbach in den mürben Gesteinen der Schangnau-Schuppe; an sie stösst im S der Lochsitenberg-Honegg-Zug, im NW die einen massiven Block bildende miocaene Nagelfluh.

Dieses einfache Bild erleidet in unserem Gebiet eine Modifikation durch die Haupttalfurche der Emme.

Die Emme durchfließt das Untersuchungsgebiet von E nach W in seiner ganzen Länge und quert dabei die geologischen Einheiten schief zum Alpenstreichen. Doch schaltet sich in diesem Abschnitt des Flusslaufes eine beträchtliche Längstalstrecke ein, veranlasst durch die merkwürdigen, später diskutierten Streichrichtungen der Molasseschichten im Abschnitt von Bumbach. Nach dem Verlassen der Alpenrandkette hat die Emme und ihre Zuflüsse die am S-Rand der Bäuchlen-Honegg entlangstreichende Flyschzone zu einem riesigen Erosionskessel ausgeweitet, in dessen Zentrum Bumbach liegt. Die Rückerosion griff zwischen Hohgant und Schrattenfluh tief in die Randkette hinein und schuf grösstenteils jenen einspringenden Winkel, welcher im verschiedenen Verlauf der Ketten so scharf hervortritt und ein plötzliches Abknicken der Streichrichtung der Alpenrandkette vortäuscht.

Ein kleiner Gebietsteil im NE gehört dem Flussgebiet des Steiglenbaches und damit der Ilfis an; ein ebenso unbedeutender Teil der SW-Ecke wird zur Zulg entwässert.

Das ganze übrige, östlich des Lochsitenberg-Honegg-Kammes gelegene Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der Talweitung von Bumbach. Alle Zuflüsse, welche die Emme hier sammelt, durchfliessen von der Quelle bis zu ihrer Mündung das Untersuchungsgebiet und haben oft in tiefen Gräben ausgezeichnete Aufschlüsse geschaffen. So geben vor allem die am Fuss der Hohgantkette beginnenden Bäche wichtige Anhaltspunkte über die Beschaffenheit der Flyschzone und besonders über die Kontaktverhältnisse von Flysch und Molasse.

Das Längstalstück der Emme lässt eher sanftgeböschte oder flache Uferhänge erkennen; teilweise ist die Talsohle mit Alluvionen belegt. Mit Beginn der Quertalstrecke aber, wo die Emme den Kessel von Bumbach verlässt und den Lochsitenberg-Honegg-Zug durchbricht, ist ihr Bett eng und steilwandig. Im weiteren Lauf quert der Fluss bis zu seiner Einmündung in die Reblochschlucht die Depression der Schangnau-Schuppe, in welcher er und seine Nebenbäche die Talweitung von Schangnau ausgetieft haben.

Sowohl der Kessel von Bumbach wie derjenige von Schangnau verdanken ihre Entstehung zu einem guten Teil der ausschleifenden Wirkung des eiszeitlichen Emmegletschers. Letzterer mag auch zur Erniedrigung des Molassebergkammes wesentlich beigetragen haben: unterhalb Bumbach lassen die Talhänge über dem tiefen Einschnitt der Emme zwischen Stegmatt und Schönenboden deutlich glaziale Formen erkennen.

Als eigentliche morphologische Bezugslinie kann nach dem Gesagten der Tallauf der Emme gelten.

Bisherige geologische Untersuchungen.

a) Geologische Karten.

Bei den nachfolgenden Ausführungen wird immer wieder auf die Kartierung F. J. KAUFMANN'S, Blatt XIII der geologischen Dufourkarte 1 : 100 000, zu verweisen sein (Lit. 61). Sie stellt das einzige, zugleich aber auch ganz vorzügliche Hilfsmittel für eine nähere Orientierung über unser Gebiet dar.

Der südliche Blattrand des auf der tektonischen Karte (Taf. II) dargestellten Untersuchungsgebietes schliesst an die geologische Spezialkarte von P. BECK 1 : 50 000 (Lit. 14) an, der östliche Rand an diejenige R. SCHIDERS 1 : 25 000 (Lit. 90). Doch halten sich meine Untersuchungen nicht streng an die Blattgrenzen. Zur Klärung gewisser Fragen wurde in die genannten, schon bearbeiteten Gebiete hinübergegriffen und, da es sich nötig erwies, verschiedene kleinere Abschnitte derselben neu kartiert (z. B. Kemmeribodenfluh, Emme-Durchbruch östlich Kemmeribodenbad und südwestlicher Teil des Schrattenfluhgebietes).

Für das im NW von Schangnau gelegene, grosse Nagelfluhgebiet liegen neuere Untersuchungen von W. LIECHTI vor (Lit. 64). Die Kartierungen dieses Autors reichen ostwärts bis zur Strasse Marbach-Schangnau und südwärts bis zur Emme. Um eine einheitliche Kartierung zu erhalten, unternahm ich aber diese Nagelfluhregion, soweit sie auf Siegfriedblatt Schangnau liegt, einer Neuaufnahme.

Nach Abschluss meiner geologischen Aufnahmen, deren wichtigste Ergebnisse anlässlich der Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 31. August bis 2. September 1936 (Lit. 45) einem weiteren Geologenkreise bekanntgegeben werden konnten, gewährte mir Herr Professor P. ARBENZ, Vorsteher des Geologischen Instituts Bern, auch Einblick in einige ältere, in der Gegend von Schangnau ausgeführte Untersuchungen, die mir bis dahin unbekannt geblieben waren.

Schon 1908 hatte Herr Prof. ARBENZ Gelegenheit, die Gegend von Schangnau im Hinblick auf die Schaffung eines Staubeckens geologisch zu überprüfen. Hierüber liegt ein von privater Seite gedrucktes und mit einer kleinen, kolorierten geologischen Karte und Profilen versehenes Gutachten vor (Lit. 6).

Ferner wurde 1917 auf Anregung von Herrn Prof. ARBENZ eine geologische Aufnahme von Blatt Schangnau durch die Herren J. MEKEL, E. L. SICCAMA und Dr. J. SMITS übungshalber ausgeführt (Lit. 66). Die Kartierung, der ein erläuternder Text (Manuskript) (Lit. 92) beigegeben ist, stellt einen Versuch dar, Tektonik und Stratigraphie der Molasse unserer Gegend klarzulegen. Doch konnten damit diese wichtigen Fragen einer Lösung nicht wesentlich nähergebracht werden.

Für meine eigenen Aufnahmen diente mir eine photographische Vergrößerung des Siegfriedblattes im Massstab 1 : 12 500 als Unterlage. Die Mängel der Topographie beeinträchtigten jedoch, namentlich in der Kreidekette, die wünschenswerte Genauigkeit sehr. So wurde im südöstlichen Teil des Gebietes eine nochmalige Kartierung auf den in dieser Zeit eben fertig gewordenen Probeabzügen der photogrammetrischen Übersichtspläne der Gemeinde Schangnau 1 : 10 000 vorgenommen. Die topographische Umgrenzung dieses letztgenannten Teiles ist gegeben durch: die Gipfellinie der Hohgantkette bis südlich der Emme-Schlucht (Bocken), Verbindungslinie zur Rothenfluh, Kantons-grenze bis Kadhausgraben, Unterlauf des Gr. Bumbachs, Emme zwischen Bumbach und Schwarzbach, Lauf des Schwarzbachs.

Gleich zu Beginn der Arbeit zeigte es sich, dass eine befriedigende Gliederung der Molasse nur dann zu erhoffen war, wenn sich die Untersuchungen nicht lediglich auf Blatt Schangnau beschränkten,

sondern die Molasse-Zonen nach NE und SW verfolgt und ihr Anschluss an geologisch bekannte Gegenden gesucht wurde. Zahlreiche Begehungen der angrenzenden und öftere Vergleiche mit entfernteren Gebieten waren unerlässlich. In erster Linie wurden die unmittelbar anstossenden Blätter Marbach und Schwarzenegg weitgehend in die Untersuchung und Kartierung miteinbezogen.

b) Geologische Beschreibungen.

Erstmals finden sich zahlreiche geologische Beobachtungen, besonders Angaben über die in unserem Gebiete vorkommenden «Steinarten» in B. STUDERS «Monographie der Molasse» (1825, Lit. 101). Zusammenfassend hat B. STUDER in seiner «Geologie der Schweiz» (Lit. 103) die geologischen Verhältnisse des oberen Emmentales kurz dargestellt; dabei wird auch die Kreide-Randkette und ihre Beziehung zur Molasse besprochen.

Seine eigentliche geologische Bearbeitung erfuhr unser Gebiet durch FRANZ JOSEF KAUFMANN.

In einer ersten Studie: «Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse», wird die Schangnauer Gegend nur anhangsweise behandelt (Lit. 58). Doch dienen gerade die dort gewonnenen Beobachtungen mehrfach als Beispiele für seine abschliessend dargelegten Anschauungen und Hypothesen über die Molasse.

Die bis heute vollständigste Beschreibung und beste Vorarbeit für alle neueren Untersuchungen in unserem Gebiet hat F. J. KAUFMANN in seinem Beitrag «Emmen- und Schlierengegenden» (Lit. 60, 1886) gegeben. Auch jetzt noch besitzen seine Darstellungen in den wesentlichsten Zügen Gültigkeit. Kaufmanns Werk ist die wichtigste und wertvollste Grundlage auch für meine Untersuchungen sowohl für die Molasse als für den Flysch und die Kreide der Randkette gewesen.

C. BURCKHARDT's Ausführungen über die Tektonik des N-Randes der Schweizeralpen (Lit. 20) betreffen unmittelbar auch unser Gebiet, fallen jedoch als Unterlage späterer Bearbeitungen ausser Betracht.

W. LIECHTI (Lit. 64) bearbeitete die Nagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis und damit auch den NW-Teil des Blattes Schangnau; ausser der Nagelfluh berücksichtigte er aber auch die alpenwärts benachbarten Zonen und diskutiert insbesondere deren Tektonik.

Der Gang der Molasseforschung lenkte in neuerer Zeit das Interesse wieder der Gegend von Schangnau zu. Dies zeigen zahlreiche Hinweise und Deutungsversuche, die jedoch nur zum Teil auf selbständigen, neuen Beobachtungen beruhen, vielmehr häufig neuartige Interpretationen älterer Auffassungen sind.

Dabei sind vor allem zu nennen E. BAUMBERGER (Lit. 10, 36), R. RUTSCH (Lit. 82—85), L. ROLLIER (Lit. 77), P. BECK (Lit. 15), H. FRÖHLICHER (Lit. 33).

Paläontologische Berühmtheit erlangte unser Gebiet schon frühzeitig durch die reichen Funde von Zähnen und Knochen fossiler Säugetiere, welche um die Mitte des vorigen Jahrhunderts im Bum-bach gemacht wurden. Aber erst H. G. STEHLIN erkannte das stampische Alter dieser Säugetierreste, und dadurch wurden seine Arbeiten der eigentliche Ausgangspunkt für die neue stratigraphische und tektonische Deutung der subalpinen Molasse.

Subalpine Molasse.

Die subalpine Molasse gliedert sich, wie in der Einleitung angedeutet, von SE nach NW in die vier Einheiten:

- | | |
|----------------------------|--------------------------------|
| 1. Hilfern-Zone | } Stampische Schuppen (I—III). |
| 2. Bäuchlen-Honegg-Schuppe | |
| 3. Schangnau-Schuppe | |
| 4. Aquitan-Zone | |

Eigentlichen Schuppencharakter besitzen nur die Hilfern- und die Bäuchlen-Honegg-Schuppe. Die Schangnau-Schuppe erscheint mehr als ein mitverschlepptes Schichtpaket. Der als Aquitan betrachtete Komplex nimmt eine Sonderstellung ein und kann als verklemmter Rest der von NE heranstreichenden, breiten Aquitan-Zone aufgefasst werden.

A. Stampische Schuppen (I—III).

Von diesen drei Molassekomplexen stellt jeder für sich einen normal gelagerten Ausschnitt aus einer mehrere 1000 Meter mächtigen, wohl ausschliesslich stampischen Schichtfolge dar. Ferner lässt sich — wie auch anderwärts am Alpenrand — erkennen, dass alpenauswärts, gegen die mittelländische miocaene Molasse zu, immer jüngere stampische Schichten am Aufbau der drei Schuppen beteiligt sind. Da nirgends etwas Älteres als Unterstampien auftritt, wissen wir nicht, was ursprünglich das Liegende bildete. Doch dürfen wir annehmen, dass diese unterstampische Schichtfolge wohl auf den obereocaenen bis unteroligocaenen Flyschbildungen der autochthonen Sedimentserie des Aarmassiv-Nordhanges aufruhte, von wo sie durch die alpinen Decken nach Norden verfrachtet wurde (Lit. 52, S. 76).

I. Hilfern-Zone (Melettaschichten).

a) Stratigraphisches.

Tafel I und III, ferner die Profile und das tektonische Kärtchen der Tafel II zeigen, dass die von NE heranstreichende Hilfern-Zone auf Blatt Schangnau durch einen 2,5 bis 3 km langen und 500—600 m breiten Streifen vertreten ist, der aber schon im Grossen Bumbach sein Ende findet.

Gute Aufschlüsse treffen wir im Tobel des Steiglenbaches und den kesselartigen Runsen östlich P. 1307 (NE-Ecke des Kartenblattes Schangnau), ferner im tiefen Einschnitt des Kadhausgrabens und seiner Nebenbäche, schliesslich am Weg von Nesslenboden nach Kadhaus.

Lithologisch setzt sich die Hilfern-Zone aus einem Wechsel von grauen, gut geschichteten Mergelschiefern und Sandsteinen zusammen. Der Gesteinscharakter ist hinlänglich bekannt. Er stimmt genau überein mit den oft beschriebenen Horwer-, Rallig- und Biltener-Schichten. Diese Gesteinsgruppe darf heute als eines der bestuntersuchten Glieder unserer Molasse gelten, wobei in erster Linie Forschungen von E. BAUMBERGER zu nennen sind (Lit. 7, 8, 9, 10, 11, 12). Die Mergel (Melettaschiefer) überwiegen gegenüber den Sandsteinen. Besonders im basalen Teil, an der Grenze gegen die Bäuchlen-Honegg-Schuppe, bilden sie mächtigere zusammenhängende Partien. Aber auch oben, z. B. im Kadhausgraben, sind Mergelschieferpakete von bedeutender Mächtigkeit vorhanden. Gelegentlich, besonders bei tektonischer Beanspruchung ist ihre Ähnlichkeit mit Flyschgesteinen überraschend. Bei wachsendem Sandgehalt können sie in Sandsteine übergehen.

Besonders in den Mergeln, seltener in den Sandmergeln und auch auf Schichtflächen von dünnplattigen Sandsteinen finden sich ziemlich allgemein verbreitet *Fischschuppen*, die zum grössten Teil der Gattung *Meletta* (*Clupea longimana* HECKEL) angehören. Es hat den Anschein, als seien die Schuppen im höheren Teil der Hilfern-Zone unseres Gebietes häufiger als im tieferen. Als Fundstellen können angegeben werden: Der Kadhausgraben und sein Nebenbach, von P. 1365 nördlich Mittlere-Habkegg, der Oberlauf der (S. 5) schon erwähnten kesselartigen Gräben, welche nördlich Kadhaus sich zu einem Zufluss des Steiglenbachs vereinigen, und der Weg von P. 1307 nach Kadhaus. Seltener sind auf den Schichtflächen der Mergel kohlige Pflanzenreste zu beobachten. Im Dünnschliff zeigen die stark tonigen Typen der Melettaschiefer Glaukonit, Globigerinen, Radiolarien, Rotaliden und Textulariden.

Die Sandsteine sind meist feinkörnig, fast homogen, sehr hart und brechen in scharfkantigen, tafeligen Stücken. Glimmer, Pflanzenhäcksel und die absonderlichsten Figuren auf den Schichtflächen (Hieroglyphensandstein) sind häufige Merkmale. Oft wechseln Sandsteine mit Mergeln in millimeterdünnen, welligen Lagen. Dickbankige Sandsteine sind seltener; grobkörnige und konglomeratische Abarten kommen ebenfalls vor, z. B. im Steiglenbach, in der äussersten NE-Ecke von Blatt Schangnau (mit dicken Kohlenschmitzen) am Weg nordwestlich Kadhaus und in den Gräben zwischen Unter-Lochsitli und Witenferchen. Mehrere Meter mächtige Sandsteineinlagerungen trifft man bei P. 1307 (Taf. II, Prof. I) und bei Witenferchen P. 1364 (Taf. II, Prof. 2), wo sich auch ein kleiner Steinbruch in diesem Sandstein befindet.

Nagelfluh kommt innerhalb des Kartengebietes in den Hilfernschichten einzig im Bach östlich Unter-Lochsitli auf Kurve 1200 (Taf. II, Prof. 3) in einer 4—5 m mächtigen Linse vor, die wohl nur eine ganz lokale Geröllanhäufung bildet und seitlich in Sandstein übergeht. Die Komponenten, nuss- bis faustgross, bestehen zumeist aus harten, grauen Sandsteinen und Quarziten; kristalline Gerölle fehlen.

Mächtigkeit und Begrenzung.

Das durchschnittlich mit 40—50° nach SE einfallende Schichtpaket der Hilfern-Zone besitzt eine Mächtigkeit von 500—600 m.

Die Untergrenze ist sehr deutlich durch die Überschiebung auf die bunten Gesteine der jüngeren Bäuchlen-Honegg-Schuppe. Die Obergrenze ist je nach Art der hangenden Flyschgesteine leicht erkennbar, oder aber in manchen Fällen, selbst bei guten Aufschlüssen, schwer zu ziehen, da in der Grenzzone häufig Vermengungen und Verfaltungen von Flysch- und Molasse-Gesteinen beobachtet werden können.

Stratigraphische Stellung und Alter.

F. J. KAUFMANN'S Bezeichnung «Ralligschichten» ist eine mehr tektonische und bezieht sich nur auf einen gewissen Teil unserer Hilfern-Zone, nämlich auf den Streifen, welchen er als Kernschichten einer südlichen Molasseantiklinale deutet (Lit. 60, S. 394). Nach seiner Auffassung endigt diese Antiklinale am Hilfernpass und setzt sich nicht weiter nach SW in unser Gebiet fort. Die Hauptmasse der flyschartigen Hilfernschichten hält KAUFMANN für gleichaltrig mit seinen limnischen «Hohrhoneschichten» und hat sie deshalb nicht eigens auf Blatt XIII ausgeschieden. Trotzdem betont er mehrfach den mit seinen «Ralligschichten» übereinstimmenden Gesteinscharakter der Hilfernschichten unseres Gebietes.

Es steht einwandfrei fest, dass unsere Hilfern-Schuppe nach NE zu in direkter Verbindung mit der Hilfern-Zone des Entlebuch steht, deren Gleichsetzung mit den unterstampischen Horwerschichten als erwiesen gilt (Lit. 33, S. 31, 32). Sonach vertritt die Hilfern-Schuppe unseres Gebietes ebenfalls das Unterstampien.

Über die Facies und die Ablagerungsbedingungen der Hilfern-Horwer-Schichten hat E. BAUMBERGER (Lit. 12, S. 394—396) wichtige Angaben veröffentlicht. Auch in unserem Abschnitt lassen sich Anzeichen für öfter wechselnde, marine und brackische Sedimentationen erkennen, wobei auch fluviatile Einschaltungen in Form grobkonglomeratischer Sandsteine und Nagelfluh nicht fehlen.

Anhang: F. J. KAUFMANN (Lit. 60, S. 389) und R. SCHLIDER (Lit. 89, S. 14) haben bei Flühli, im Tal der Waldemme, ein isoliertes Riff von bunter Nagelfluh beschrieben, welches H. FRÖHLICHER später als Flühli-Nagelfluh bezeichnet hat (Lit. 33, S. 29). FRÖHLICHER vertrat auch die Auffassung, die Nagelfluhbank sei nicht etwa eine blosse Einlagerung in unterstampischen Melettaschichten, sondern sei oberstampischen Alters und entspreche den tieferen Horizonten der Bächlen-Nagelfluh (Lit. 33, S. 33, Taf. I, Fig. 4), als deren Südende das Riff von Flühli gedeutet werden könne. Da über der Nagelfluh wieder Melettaschiefer folgen, nimmt FRÖHLICHER an, diese seien eine tektonische Repetition; wir hätten innerhalb der Hilfern-Zone eine lokale sekundäre Aufschiebung (Lit. 33, S. 39).

Diese Deutung scheint mir aber nicht zutreffend zu sein. Die grobklastische Bildung der Flühli-Nagelfluh mit den sie begleitenden konglomeratischen Sandsteinen geht nach oben wie nach unten normal in Melettaschiefer über, wie sich im Matzenbach 1 km nördlich Flühli beobachten lässt. Irgendeine tektonische Trennungsfläche — FRÖHLICHER spricht von einer mechanischen Diskordanz (Lit. 33, S. 39) — liess sich über der Nagelfluh aber nicht nachweisen.

Nagelfluh als normale Einschaltung in unterstampischen Melettaschiefern wird auch von anderen Autoren mehrfach erwähnt (Lit. 68, S. 46; 11, S. 6; 33, Taf. I, Fig. 3; 71, S. 184, 185; 73, S. 650). Sie muss als eine nur lokale Einstreuung von grobem Festlandschutt inmitten brackisch-mariner Schichten gedeutet werden; deshalb halte ich auch die bunte Flühli-Nagelfluh für eine primär-stratigraphische Einlagerung. Ihr Auftreten und das Wiedererscheinen einer grösseren Masse von Melettaschiefern im Hangenden der Nagelfluh ist meiner Meinung nach eine facielle Besonderheit, aus der sich keine weiteren stratigraphischen und tektonischen Schlüsse ziehen lassen.

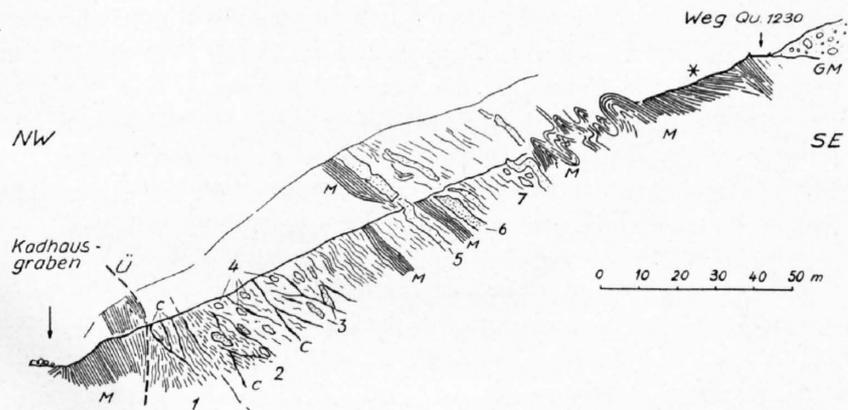
b) Spezielle Tektonik.

An der Untergrenze der Schuppe zeigen sich in der Nähe des Überschiebungskontaktes bald ausserordentlich intensive, lokale Verfaltungen und Stauchungen (Steiglenbach), bald sind tektonische Beeinflussungen hier geringer oder fehlen anscheinend ganz.

Die Hauptmasse der Hilfern-Schuppe zeigt im nördlichen Teil des Gebietes ziemlich einheitliche und ruhige Lagerung (Taf. II, Prof. 1 und 2). Gegen das südwestliche Ende der Hilfern-Schuppe aber ist die Einengung und tektonische Beanspruchung dieser Serie sehr bedeutend, worauf Verfaltungen, Verbiegungen und Knickungen hindeuten (Bäche zwischen Witenferchen und Unter-Lochsitli, Taf. II, Prof. 3).

Wie später noch genauer auszuführen sein wird, ist im NE von Bumbach der Rand der Bächlen-Honegg-Schuppe so beschaffen, dass eine totale Abquetschung der Hilfern-Schuppe eintreten musste, als deren Folge jene gewaltsamen Pressungen, Verdrehungen und Zerreibungen zu gelten haben, welche wir im Kadhausgraben und seinen Nebenflüssen östlich P. 1126 ausgezeichnet beobachten können. Die Hilferschichten sind hier oft bis zur Unkenntlichkeit zerdrückt und zerwürgt, von Calcitkreuz und quer durchadert und erscheinen den Schichten der jüngeren Bächlen-Honegg-Schuppe nicht überschoben, sondern angeschoben und angestaut. Dieses tektonische Nebeneinander von Hilfern- und Bächlen-Honegg-Schuppe zeigt sich eindrucklich in der Art, wie die Grenze der beiden tektonischen Einheiten durch den Kadhausgraben streicht.

An der Obergrenze, d. h. an der Grenze gegen den subalpinen Flysch, bemerken wir allenthalben Anzeichen überaus heftiger, tektonischer Be-



Figur 1. — Verhältnisse an der Flysch-Molasse-Grenze (Obergrenze der Hilferschuppe) im Nebenbach des Kadhausgrabens von Mittl. Habkegg (P. 1365).

- M = Melettaschiefer (Unterstampien).
- 1 = Schwärzliche, verquetschte Flyschschiefer mit Calcitschnüren (C).
- 2 = Helle, grünlichgraue Tonmergel (? Senonmergel) mit eingewälzten Brocken von Kalken, Sandsteinen und Quarziten.
- 3 = Sandsteine mit krustig-zerborstener Oberfläche in stark zerdrückten Flyschschiefern.
- 4 = Weissliche, dichte Flyschkalke (Alberese) und Quarzite.
- 5 = Sandsteine, hellgrünlich, grob und klotzig; stellenweise kleine *Nummuliten* führend.
- 6 = Bank von hellem, glaukonitischem, quarzitischem Sandstein.
- 7 = Schwärzliche und braune, stark tonige, brockige Mergel; Flyschsandsteine mit harten, sandig-glimmerigen Flyschschiefern.
- GM = Grundmoräne.
- * = Melettaschuppen häufig.
- C = Calcit.
- Ü = Hauptüberschiebung.

wegungen, wobei neben Verdrückungen und Verfaltungen in besonderem Masse Verschuppungen von Hilfergesteinen im Flysch und umgekehrt eine grosse Rolle spielen, so dass man von einer Zone völliger tektonischer Durchbewegung sprechen kann. Auch in diesem Falle nimmt die Intensität der Bewegungen gegen das SW-Ende der Hilfern-Zone zu. Am Weg von P. 1307 gegen Kadhaus ist die Grenzzone von Hilfern-Schuppe und subalpinem Flysch gut aufgeschlossen (vgl. Lit. 45, S. 531). Besser noch lassen sich die Komplikationen im Tobel des Kadhausgrabens studieren, wo verschiedentlich Pakete von Hilfernschichten im Flysch schwimmend zu beobachten sind.

Dass die gegenseitigen Vermengungen einen sehr weiten Bereich umfassen, beweist der Umstand, dass ich im Kadhausgraben (schon etwas nordöstlich ausserhalb des Kartengebietes Schangnau, also schon ca. 400 m vom eigentlichen Flysch-Molassekontakt entfernt) noch im Flysch verschuppte Komplexe von Melettaschiefern (durch Funde von Fischschuppen belegt) nachweisen konnte.

Vorstehende Figur 1 zeigt einige Einzelheiten aus dieser interessanten tektonischen Mischzone.

Eine Grenzlegung von Flysch gegen Hilfernschichten ist also mitunter sehr schwierig, zumal die Hilfernschichten lithologisch — besonders in verfaltetem und gequetschtem Zustand — oft nicht vom Flysch unterschieden werden können. Nach meiner Meinung hat R. SCHIDER (Lit. 90) die Grenze immerhin etwa 200 m zu weit nordwestlich angegeben.

II. Bäuchlen-Honegg-Schuppe (B-H-S).

Von allen Molasseeinheiten des Kartengebietes nimmt (vgl. Taf. I und II) die Bäuchlen-Honegg-Schuppe (B-H-S) den weitaus grössten Raum ein. Sie erstreckt sich im wesentlichen diagonal von der SW-Ecke zur NE-Ecke des Aufnahmegebietes; darüber hinaus setzt sie sich einerseits bis ins Entlebuch, andererseits bis an den Thunersee fort und stellt eine der grössten subalpinen Molasseschubmassen überhaupt dar.

Begrenzung.

Die Untergrenze der B-H-S ist durch ihre Überschiebungsfläche auf die im NW verlaufende Schangnau-Schuppe gegeben. Der Ausstrich dieser tektonischen Grenzfläche zieht fast geradlinig vom P. 1250 am Nordfuss der Honegg nach P. 1237 am Fuss der Sidenmoosfluh im NE von Schangnau und schneidet die Emme bei der Säge Schangnau.

Im Gegensatz hierzu zeigt der Südostrand der Schuppe, d. h. ihre Obergrenze, einen ausserordentlich unregelmässigen Verlauf. Verfolgen wir ihn anhand der Tafel I und II von SW her, so sehen wir, wie er südlich der Honegg im grossen ganzen WSW-ENE gerichtet ist; er zieht sich am Fuss der Hohgantkette von Unter-Hungerschwand über Windbruch (südlich P. 1271), Ober-Buchhütten, Steinetti bis östlich Schwandweid (südlich Schwand).

Hier aber tritt ein merkwürdiges Verhalten ein: die W-E streichenden Molasseschichten enden östlich Bumbach unvermittelt an einer von Schwandweid nach N gerichteten Linie, die bei P. 945 die Emme quert und bis Unter-Lochsitli verfolgt werden kann (s. Taf. I und II). Erst hier lenkt der Grenzverlauf wieder in die Richtung des allgemeinen Alpenstreichens ein und behält dieselbe auch weiterhin gegen NE zu bei.

Wie die tektonische Übersicht Tafel II zeigt, wird durch das plötzliche, scharfe Abschnellen des Grenzverlaufes östlich Bumbach ein gegen den Flysch und die Randkette hin vortretender Molassehorn geschaffen, der im folgenden als Bumbach-Sporn bezeichnet ist (s. Taf. III).

Gleichzeitig bedingt der angegebene Grenzverlauf nördlich der Emme eine rasche Verschmälerung der B-H-S auf weniger als die Hälfte ihrer bisherigen Breite. Dadurch entsteht jene tief in die B-H-S hineingreifende Hohlform, für die ich den Namen Kadhausgraben-Nische vorschlagen möchte (s. Taf. III).

Im Bumbach-Sporn beträgt die Breite der B-H-S 3 km, nordwestlich der Kadhausgraben-Nische sinkt sie auf 1,3 km. In der Nische ruht, wie früher ausgeführt, die Hilfern-Schuppe als schmaler Streifen, während der Bumbach-Sporn nach E und S direkt an den subalpinen Flysch stösst.

Lagerung und Mächtigkeit.

Die Profile und das Kärtchen der Tafel II zeigen, dass innerhalb der B-H-S, abgesehen von einigen später zu besprechenden lokalen Unregelmässigkeiten, ein gleichförmiges Fallen nach S und SE herrscht, das am Nordrand ca. 50° beträgt, aber gegen S und oben allmählich flacher (25°—30°) wird.

Die Mächtigkeit der Einheit bestimmt sich im Honegg-Gebiet und am Bumbach-Sporn (Zone der grössten Breite) zu 2300—2400 m. Nordöstlich der Kadhausgraben-Nische sinkt sie auf 1300—1500 m.

Aufbau.

Die wichtigsten Anhaltspunkte über den Aufbau der B-H-S gewinnen wir aus der Verteilung der Nagelfluhzonen und aus dem Verfolgen derselben im Streichen.

Der näheren Detailbeschreibung vorausgreifend, lässt sich folgendes erkennen:

Tafel III, Figur 1, zeigt, dass der NE-Teil der Schuppe noch ausschliesslich von der Bächlen-Serie (Lit. 33, S. 20) gebildet wird, was sich direkt aus dem Verfolgen der Bächlen-Nagelfluhen bzw. der sie, gegen SW ersetzenden Sandsteinzüge ergibt.

Im SW, im Honegg-Gebiet dagegen baut sich die Schuppe nahezu ganz aus einem von SW in unser Gebiet herüberstreichenden nagelfluhreichen Schichtkomplex auf, den wir Honegg-Serie nennen wollen und zu welcher auch noch eine nördlich vorgelagerte Serie von Nagelfluhbänken gehört, welche am deutlichsten in der Flussrinne der Emme unterhalb Bumbach in Erscheinung tritt. Nach dem Bauernhofe Uerscheli sei sie als Uerscheli-Nagelfluh bezeichnet.

Demnach haben wir es innerhalb derselben tektonischen Einheit mit Ablagerungen zweier ganz verschiedener Schuttgebiete zu tun, deren Zentren weit ausserhalb des Gebietes liegen, und zwar für die Bächlenserie ca. 10 km im NE an der Bächlen, für die Honegg-Serie ca. 15 km im SW an der Blume. Die von verschiedenen Richtungen her gegeneinander wachsenden Schuttbildungen oder Schuttfächer treffen im Kartengebiet Schangnau zusammen, überlagern sich hier teilweise und sind seitlich miteinander verzahnt, wie aus Figur 1 und 2 auf Tafel III ersichtlich ist.

Die oben beschriebenen Verhältnisse veranlassten mich, für unseren Gebietsabschnitt die Doppelbezeichnung Bächlen-Honegg-Schuppe zu gebrauchen.

In einem gewissen Zusammenhang mit dem inneren Aufbau scheinen auch die innerhalb der B-H-S feststellbaren Streichrichtungen zu stehen; prüfen wir nämlich das lokale Streichen der Schichten, so zeigt sich folgendes interessante Verhalten:

Wie die tektonische Karte (Taf. II) angibt, streichen im W, im Honegg-Gebiet, die Schichten WSW-ENE, biegen dann aber bei Bumbach zu W-E und schliesslich im Bumbach-Sporn zu WNW-ESE-Richtung um. Im N dieses Sporns aber, bei P. 1487, wo wir uns in der von der Bächlen heranstreichenden Schichtfolge befinden, können wir allgemein NE-SW-Streichen erkennen.

Dieser Wechsel in den Streichrichtungen ist wohl durch zwei Umstände bedingt:

a) Es finden sich in der äusserlich einheitlichen Molassefolge gewisse leichte primäre Diskordanzen, die sowohl im generellen Streichen als auch an einzelnen guten Aufschlüssen deutlich zum Ausdruck kommen. Solche Diskordanzen sind dadurch zu erklären, dass bei P. 1487 und südlich davon Bächlen- und Honegg-Schuttfächer ineinandergreifen und sich auch gegenseitig überschneiden.

b) Zum grössten Teil möchte ich das Abbiegen des Streichens aber auf tektonische Ursachen zurückführen, was später im einzelnen dargelegt werden soll.

a) Spezielle Stratigraphie der Bächlen-Honegg-Schuppe.

Zur Erläuterung der stratigraphischen Verhältnisse besprechen wir zunächst ein Profil der im NE allein vertretenen Bächlen-Serie und betrachten sodann die Sedimentfolge der Honegg-Serie im SW. Hierauf verfolgen wir für beide Serien die im Streichen feststellbaren Veränderungen und die daraus sich ergebenden Zusammenhänge der Schuttfächer. Von besonderer Bedeutung für die stratigraphische Verknüpfung der Bächlen- mit der Honegg-Serie ist dabei die im zentralen Teil des Kartengebietes entwickelte Uerscheli-Nagelfluh.

1. Querprofil der Bächlen-Serie im Steiglenbach (Taf. II, Prof. 2).

a) Basiszone der Bächlen-Serie (Lit. 33, S. 20).

Das Profil beginnt im Steiglenbach mit den bekannten, regelmässig geschichteten, grauen Schiefermergeln des unteren Stampien (Melettaschiefer).

Der Vollständigkeit halber sei bemerkt, dass im benachbarten Flühlsbach, 1,2 km östlich Marbach, auch noch das Liegende dieser Schiefermergel vorhanden ist: gutgeschichtete tafelige Sandsteine bilden dort (Taf. II, Prof. 1) eine Reihe stehender Knickfalten.

Im oberen Teil der Schiefermergel schalten sich im Steiglenbach mehr und mehr bald dünnere, bald dickere, feste Sandsteinlagen ein, deren Hangendes dickbankige, graue Sandsteine mit glatten, glimmerreichen Schichtflächen und scharfkantigem Bruch bilden (= Sandsteine an der Basis der Bächlen-Nagelfluh, FRÖHLICHER, Lit. 33, S. 20). Letztere enthalten am Steiglenweg geringmächtige Einlagerungen von harten, dünnenschichtigen, tonigen Schiefen, welche Pflanzenreste zum Teil in guter Erhaltung führen.

Lithologisch zeigen die Gesteine der Basiszone grösste Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Hilfernschuppe, nur fehlen bei den Sandsteinen der Bächlen-Basiszone grobe Typen ganz, und es herrschen hier homogene Abarten, die als ganz feinkörnige Kalksandsteine oder geradezu als Sandkalke bezeichnet werden können. Sehr charakteristisch sind Sandsteine voller unregelmässig verteilter Tonschmitzen, letztere durchzogen von schwarzglänzenden Reibungsspiegeln.

Pyrit findet sich als kugelige, schrotkorngrosse Konkretionen im Sandstein verteilt oder auch auf Haufen. Glaukonit kann in Spuren fast immer beobachtet werden.

Besondere Erwähnung verdient ein schwärzlicher, bituminöser Kalk, der den Plattensandsteinen in dünnen Bänkchen oder Lagen mancherorts, z. B. Brunnenmoosfluh südöstlich Marbach (s. Taf. II, Prof. 3), eingeschaltet ist. Im Dünnschliff erweist er sich aufgebaut aus einem Wechsel feinsten, kalkig-bituminöser und kohligler Schichtlamellen. Neben Algen und unbestimmbaren vegetabilischen Resten, die häufig noch schöne Zellulärstrukturen zeigen, ist das Vorkommen von *Characeen* bemerkenswert, so dass wohl diese Bildung kürzere Perioden der Aussüsung und zeitweiligen Versumpfung andeuten dürfte.

Bituminöse Kalke aus gleichfalls stampischer Molasse sind mehrfach auch von anderen Stellen erwähnt worden; besonders als Begleiter von Kohlenflözen werden sie als Kohlenschiefer und Stinkstein bezeichnet und kommen anscheinend stets zusammen mit Süswasserfossilien (*Planorben*, *Unionen*) vor (Lit. 76, S. 394, 395; 19, S. 75; 107, S. 32).

β) Hauptmasse der Bächlen-Serie (= «Bächlen-Nagelfluh», Lit. 33, S. 20).

Im Hangenden der eintönig grauen Basiszone folgt im Steiglenprofil eine mächtige buntgefärbte Schichtfolge.

Der Übergang von den festen Plattensandsteinen vollzieht sich ziemlich rasch: Mergelzwischenlagen werden häufiger und zeigen zunächst schwache, dann intensivere Färbungen, namentlich grünlich, rötlich, bräunlich.

Obwohl die bunte Bächlen-Serie des Steiglenbachs als Äquivalent der mächtigen Bächlen-Nagelfluh aufgefasst werden muss, besteht sie nahezu ganz aus einem vielfachen unregelmässigen Wechsel gröberer und feinerer Sandsteine, Mergelsandsteine und Mergel.

Im tieferen Teil der bunten Zone (Rohreggfluh, Brunnenmoosfluh, Taf. II, Prof. 2 und 3) überwiegen die Mergel, die hier oft glimmerig-feinsandig als Steinmergel ausgebildet sind. Dann folgt die Nagelfluh, welche die Oberkante der Rohreggfluh bildet. An der Steiglenstrasse sind es drei, in kurzen Abständen aufeinander folgende Bänke, zusammen ca. 12—15 m, von denen die unterste fast als reine Kalknagelfluh entwickelt ist. Höher oben werden die kristallinen Gerölle (meist graue Gneise und Granite) etwas häufiger.

Nagelfluh spielt in unserem Profil nur eine ganz untergeordnete Rolle: eine weitere Bank quert bei Nessenboden den Steiglenbach, und an der Grenze zur Hilfernschuppe (Taf. II, Prof. 1) tritt

schliesslich Nagelfluh als ca. 3 m mächtiges, steil gestelltes Lager auf (Gerölle meist klein, selten faustgross; schwach bunt).

Sandsteine und Mergel dagegen zeigen grösste Entfaltung. Sie wechseln oft in namhaften Paketen oder auch in ganz dünnen Lagen. Übergänge aller Art kommen vor.

Im mittleren und höheren Teil der Bäuchlen-Serie sind die Mergel sandig bis tonig, weich, von rötlicher, häufiger von grüngrauer und blaugrauer Farbe; sie führen oft in Menge jene bekannten, aus völlig dichtem Kalk aufgebauten nierenförmigen Konkretionen (Kalkpisolithe, Lit. 17, S. 336).

Die Sandsteine sind zum Teil «hilferartig» fest; öfter jedoch sind sie grobkörnig, bräunlichgrau, verwittern rauh und bröckelig und spalten dabei — wohl zufolge ihrer Diagonalschichtung — in charakteristisch fladenartige Laden und Blätter auf.

Als eine Art Leitgestein für die Bäuchlen-Serie können grobkörnige bis konglomeratische, helle, weissliche Sandsteine gelten, die in den oberen Teilen der Bäuchlen-Serie auftreten (Lit. 33, S. 24). Sie verwittern leicht zu Sand, enthalten viel rote und grüne Partikel (Feldspäte, Hornsteine), besitzen granitisches Aussehen und ein bezeichnendes, kaolinartiges Bindemittel. Man trifft diese Sandsteine am Weg westlich Unter-Buchhüttli am Steiglenbach und östlich Ober-Lochsitli.

Zur Ergänzung des eben beschriebenen Profils längs der Steiglenstrasse sei hier noch eine Detailaufzählung der Schichtfolge gegeben, wie sie südwestlich des Steiglenbaches an der Sidenmoosfluh beobachtet werden kann. Die Profilbeschreibung beginnt mit denselben Nagelfluhen, die, wie oben (S. 10) erwähnt, an der Steiglenstrasse auftreten (vgl. Lit. 45, S. 530).

Profil der Sidenmoosfluh (1,5 km im SSE von Marbach), Beginn bei Quote 1270.

12 m	Nagelfluh. Grüne Hornsteine, graue Kalke, Quarzite; Gerölle oft über faustgross, in der Regel Hühnereigrösse; Kristallin selten und dann nur graue Gneise und Granite. Mit gerader Grenze, jedoch ohne Schichtfuge übergehend in
5,7 m	Sandstein mit vielen gelben Bröckchen und Körnern (Dolomit), meist klotzig gebankt (Dicke 2,5 m), zu Sand verwitternd und hierbei bisweilen in Blättern (2 cm) aufspaltend. (Vorkommen kleinster Plättchen von Freigold.)
2 m	Mergelsandstein.
1 m	Schwärzliche Mergel.
3 m	Fester grauer Sandstein mit ebenen Schichtflächen (Hilfersandstein, F. J. KAUFMANN) N 43° E; 20° SE. Plattige Mergelsandsteine und Mergel, schichtig graugrün.
ca. 3 m	Gebankte grünlichgraue, mergelige Sandsteine.
14 m	Nagelfluh (Kalk-Quarzitnagelfluh), an der Basis Mergel, zwischengeschaltete Sandsteinbänke. Nagelfluh nach oben kleingeröllig werdend.
10 m	Sandsteine in regelmässigen (ca. 20 cm) Bänken N 40° E; 35° SE weich, mergelig glimmerig, dazwischen plattige Mergel mit roten Flecken. Gegen oben rötliche, harte, sandige Mergel, bisweilen sehr dünnschieferig.
8 m	Sandsteine gebankt, grobkörnig mit Pyritkonkretionen; nach oben wird das Korn feiner, Übergang zu gebankten im Wechsel mit feinblättrigen Mergelsandsteinen (Pyrit).
8 m	Rötliche, seltener violette, feste und weniger feste grünliche, kalkige Mergel (Schichten ca. 5 cm).
6 m	Sandige Mergel und Mergelsandsteine, grünlichgrau, feinkörnig
5 m	Größere Sandsteine, unten plattig, dann klotzig; Calcitschnüre, Glaukonit.
20 m	Rötlich-grünlich gefleckte Mergelsandsteine (Fallen 30 Grad). Weinrote und schwärzliche Mergellagen, leicht herauswitternd; oben 2 m schwärzliche und rotbraune Mergel, in feine Bröckchen verwitternd.
3 m	Grober Sandstein; partienweise konglomeratisch. Glaukonit, Goldfitter. Quote 1390.
3 m	Mergel, schwärzlichblau mit härteren Zwischenlagen. Rötlichviolette Mergel. Mergelsandstein.
20 m	Gebankte (ca. 0,5 m) Sandsteine, wechselnd mit feinkörnig-zäheren Lagen (kein Glaukonit, viel zersetzter Glimmer oder Chlorit, schwarze Körnchen [meist schwarzer Glimmer oder Hornblende], stark tonige Grundmasse).
6 m	Weisslicher Sandstein, spröde brechend, wenig Bindemittel, fast nur aus Quarzkörnern bestehend, klotzig, Quote 1400, zum Teil in dünnen Blättchen geschichtet; Goldfitter; Glaukonit selten. N 38° E; 32° SE.
ca. 3 m	Mergel und Mergelsandsteine. Sandsteine mit «schwarzen Körnchen».
ca. 4 m	Sandsteine grobbankig.
13 m	Rötliche, bröckelige Mergel. Mergelsandstein und sandige Mergel mit löcheriger Oberfläche (Mergelknollen). Helle Sandsteine, den Kamm des Lochsitenberges bildend, grob und in rauen Fladen sich ablösend (diagonal geschichtet).

2. Querprofil der Honegg-Serie an der Honegg (Prof. 12, 13).

Untersuchen wir an der Honegg das Gegenstück zum Bäuchlen-Profil, so ergibt sich hier eine ziemlich klare Gliederung in drei Zonen (vgl. Taf. III).

1. Mergel-Sandstein-Zone an der Basis der Honegg-Nagelfluh.
2. Honegg-Nagelfluh.
3. Honegg-Mergel.

α) Mergel-Sandstein-Zone an der Basis der Honegg-Nagelfluh.

Als unterste Abteilung der Honegg-Serie tritt eine Gesteinsfolge auf, in welcher die Nagelfluh zunächst ganz fehlt. In mächtigeren Paketen beobachten wir an der Basis der Schubmasse Mergel, deren Farbe sehr oft rötlich bis dunkelrot, grünlich, auch grün und rot gefleckt ist. Übergänge in feinkörnige Mergelsandsteine sind verbreitet.

Mit diesen rötlichen Mergeln treten harte, gut gebankte, zuweilen sogar plattige, «hilfernähnliche», zähe Sandsteine auf von grünlichgrauer und blaugrauer Farbe und feinem Korn. Die Sandsteine besitzen auch sonst viele Merkmale der Sandsteine des tieferen Stampien (Glimmer, Kohlenschmitzen, kohlige Pflanzenreste).

Im oberen Teil der Mergel-Sandstein-Zone sind die Sandsteine häufig unregelmässig und diagonal geschichtet und zeigen mürbere Beschaffenheit.

Wegen der sehr mangelhaften Aufschlüsse dieser Zone — sie tritt nur in einigen Tobel-einschnitten (Lauterstaldenbach, Bach von Oberschwand, beide ca. 2,5 km südwestlich Schangnau) zutage — ist ein genaues Verfolgen der Gesteinszüge am N-Fuss der Honegg kaum möglich. Auch ist anzunehmen, dass häufiges Auskeilen der Schichten und rasche, facielle Änderungen stattfinden. So trifft man im Bach von Oberschwand fast keine Mergel. Es wird später auf die stratigraphische Stellung der Mergel-Sandstein-Zone an der Basis der Honegg-Nagelfluh noch zurückzukommen sein.

β) Die Honegg-Nagelfluh.

In der mittleren und Hauptabteilung der Serie dominiert an der Honegg entschieden die bunte Nagelfluh. Kristalline Gerölle, darunter besonders auffällig rote und grüne Granite sind überall anzutreffen. Doch schwankt die Zusammensetzung nicht nur im Verlauf des Streichens, sondern oft auch von Bank zu Bank, so dass zeitweilig die Kalke sichtlich über kristalline Komponenten überwiegen. Die Gerölle sind gelegentlich faustgross, meist aber kleiner. Die Nagelfluh bildet nördlich unterhalb P. 1502 (nordwestlich Alte Honegg) bis 25 m starke Riffe.

Enorme Nagelfluhmassen treffen wir im N-S verlaufenden Bach bei Ziegelspeicher hart westlich ausserhalb Kartengebiet Schangnau, wo das Profil auf längere Strecken nur massige Honegg-Nagelfluh ohne weitere Zwischenschaltungen zeigt.

Mit der Nagelfluh wechseln Sandsteine und Mergel. Bei besonders starker Nagelfluhentwicklung sind Mergel-einlagerungen selten. Der Sandstein ist dagegen, da er der Nagelfluh genetisch viel näher steht, mit dieser oft fest zu einer Einheit verwachsen.

Die Sandsteine sind meist grobkörnig, hellgrau und grünlich, granitisch. Hie und da treten feste, feinkörnige, graue Gesteine auf, den Hilfern-Sandsteinen verwandt. Kohlenschmitzen und kohlige Pflanzenreste trifft man häufig. Feingeröllige Nagelfluh und konglomeratische Sandsteine bilden z. B. in der Gegend von Alte Honegg zahlreiche Geländerippen.

Mergel bilden, wo sie an der Honegg auftreten, nur geringmächtige Einlagerungen. Sie sind tonig bis sandig, dunkelrötlich, graugrün und gefleckt, selten schwärzlich und gehen häufig in Mergel-sandsteine über.

An einigen wenigen Stellen (s. Taf. I; Taf. II, Prof. 13) entwickeln sich an der Honegg aus stark kalkigen Mergeln knorrige bis 50 cm mächtige Bänke reinen Kalkes, den ich als Süsswasserkalk deuten möchte und dessen seltenes, ganz lokales Auftreten demnach vermutlich auch an ganz bestimmte Bildungsbedingungen geknüpft sein kann. Die reinsten Partien sind hellbräunlich, auf frischem Bruch matt und dicht, führen eckige, klare Quarzkörnchen. Die Kalke sind aufgebaut aus einer eigenartig schlierigen, zumeist aber deutlich struierten Kalkmasse, die man als stark umkrustete und versinterte ehemalige organische Substanz (Algen, Pflanzenstengel oder Zweige) auffassen möchte. Doch waren in einer Anzahl von Dünnschliffen keinerlei sichere oder bestimmbare Reste erkennbar.

γ) Die Honegg-Mergel.

Mit ziemlich raschem Wechsel folgt über der bunten Honegg-Nagelfluh das vorherrschend als Mergel entwickelte jüngste Glied der Serie. Die Mergel sind sandig-bröckelig, zum Teil erdig und oft für sich in bedeutender Mächtigkeit entwickelt (Taf. II, Prof. 8—13). Ihre Farbe ist schmutzig lehmgelb, oft braunfleckig, seltener grünlich und gesprenkelt. Gelegentlich wechsellagern verschiedenfarbige Schichten; rote und schwärzliche Farbtöne, wie sie in der Bäuclen-Zone und anderwärts häufig sind, fehlen. Die Mergel enthalten ziemlich häufig auch Kalkknöllchen und Konkretionen von stark limonitischer Substanz. Mit den Mergeln wechseln an vielen Stellen Mergel-Sandsteinbänke in allen Übergängen; vielfach werden jedoch die Mergel plötzlich grobsandig und konglomeratisch.

Sandsteine, hellbräunlich granitisch, meist grobkörnig und brecciös, bilden in den Honegg-Mergeln dünne Zwischenlagen oder selbständige, mächtigere Sandsteinlinsen. Sie führen meist rote Feldspatkörner in grosser Zahl.

Das bezeichnendste Gestein in dieser Mergelserie aber ist die eingelagerte Nagelfluh. Sie weicht so sehr vom Üblichen ab, dass ich sie als Kaltbach-Nagelfluh unterscheide.

Was die Kaltbach-Nagelfluh vor sämtlichen übrigen Nagelfluhen der Bäuclen-Honegg-Schuppe auszeichnet, ist ihr Geröllbestand. Zum grössten Teil handelt es sich um organogene Mikrobreccien mit reicher Mikrofauna, deren Erhaltungszustand aber infolge Rollung und Umlagerung fast immer fragmentär ist.

Einige dieser interessanten Komponenten sollen hier näher besprochen werden:

1. Ziemlich häufig sind brecciöse Kalke, bald schwach, bald stärker sandig, von weisslicher bis gelblicher Farbe. Sie führen massenhaft gerundete, zum Teil auch eckige Lithothamnienfragmente. Durchmesser der Lithothamnienreste bei grösseren Breccien oft mehrere Millimeter. Ausserdem enthalten die Gesteine in grosser Zahl *Orbitoiden*, deren Kammern meist sehr vollkommen mit Glaukonit infiltriert sind. Glaukonit dunkelgrün als grosse runde Körner im Bindemittel mitunter reich vertreten. Quarz gerundet oder eckig.
Die mehr kalkigen Gesteinstypen erinnern lebhaft an die Lithothamnienkalke des Alpen Südrandes («Granit-marmor» z. T.), bei Varese (Ternate) und Como (Montorfano).
Es existieren dabei anscheinend alle Übergänge bis zu Sandsteinen einerseits und kristallinisch anzusehenden, gelblichen und bräunlichen Kalken andererseits.
2. Brecciöser Nummulitenkalk (ledergelb). *Nummuliten* stark überwiegend; nur radiate kleine Formen.
Ferner: *Discocyclinen*, *Operculinen*, *Bryozoen*; *Lithothamnienbruchstücke* sehr selten. Stückchen von Eruptivgesteinsmaterial (Quarz, fleischroter Feldspat, dunkle und grüne Glimmer) selten.
Die Kammern der verschiedenen Foraminiferen sind häufig mit Glaukonit oder einer limonitischen Masse ausgefüllt. Glaukonit im Bindemittel sehr spärlich.
3. Bunte granitische Kalkbreccien (rote Feldspattrümmer) mit *Nummuliten*, *Lithothamnien* usw. (Flysch?).
4. Bräunlichgelbe brecciöse Kalkkonglomerate. Gerölle aus gelben und weisslichen, zum Teil oolithischen Kalken. Organismen selten. Bindemittel braungelb, sehr feinsandig bis oolithisch. Foraminiferen nur selten.
5. Wachsgelbe, feinkristallinische und weissliche, oolithische Kalke.
6. Gelbbraune Sandsteine und Quarzite; grünliche, fettglänzende Quarzite (Ölquarzite) mit reichlich feinsten Glaukonitkörnchen.
7. Porphyre mit grossen Einsprenglingen von fleischrotem Orthoklas, grünlichem Plagioklas und hellem Quarz. Grundmasse rötlichgrau.
8. Granite mit rosaroten und blassrötlichen Feldspäten.

Von den seltener in der Kaltbach-Nagelfluh vorkommenden kristallinen Gesteinen sind die rosaroten granitischen Typen besonders auffallend (Nr. 8). Diese sowie die unter Nr. 7 erwähnten Porphyre lassen sich am ehesten mit den südalpinen Vorkommen in der Gegend von Lugano vergleichen.

Mikroskopischer Befund zweier Kristallingerölle (Bestimmung Prof. M. REINHARD).

- a) Quarzreicher Albitgranit ohne Glimmer und Kalifeldspat; reichlich Karbonatinfiltrationen.
- b) Granitporphyr. Einsprenglinge von Mikropertit, stark braun getrübt; Albit-Oligoklas wenig getrübt; Quarz mit Reaktionsrändern und Chlorit in mikrogranitischer Grundmasse von Quarz-Orthoklas.

Die sedimentären Komponenten der Kaltbach-Nagelfluh können einen Durchmesser bis zu 0,5 m erreichen. Kopfgrosse Gerölle sind nicht selten. Ausserdem bildet diese Nagelfluh in den Honegg-Mergeln keine durchgehenden Bänke, sondern mehr nur unregelmässige Lager. Wir finden alle Übergänge von vereinzelt, zerstreuten Geröllen oder Geröllschwärmen im Sandstein bis zu

mehrere Meter dicken Riffen. Aber auch in feinkörnigen Mergeln finden sich isoliert Gerölle und Geröllnester, eine mir aus dem übrigen Bäuchlen-Honegg-Gebiet ganz unbekannte Erscheinung (s. Fig. 2, S. 17). Die Lagerung der Nagelfluhgerölle ist meist wild, nicht einigermassen klassiert wie bei den übrigen Nagelfluhen.

Im Kaltbach westlich Breitwang (Taf. I und III) und nahe der Mündung des von dort kommenden Seitenbaches (ca. 4,7 km südsüdwestlich Schangnau) treffen wir diese eigenartige gelbe Nagelfluh in mehreren Bänken.

Die in den Honegg-Mergeln eingeschaltete Kaltbach-Nagelfluh stellt wahrscheinlich den Schutt kleinerer oder grösserer Flussläufe dar, der stossweise in einem grösstenteils ruhigen Becken zum Absatz gelangte.

Bei den Honegg-Mergeln handelt es sich also um eine ausserordentlich gut charakterisierte Gesteinszone, die sich auch genetisch von den tieferen Bildungen unterscheidet. Zweifellos bauen sich die gelben Sandsteine und gelben Mergel aus den Feinprodukten der beschriebenen eigentümlich gelben Nagelfluh auf.

Der auffallende Unterschied zwischen der bunten Honegg-Nagelfluh einerseits und den Honegg-Mergeln mit der Kaltbach-Nagelfluh andererseits zwingt uns zu der Annahme, dass nach Ablagerung der Honegg-Nagelfluh ein vollständiger Wechsel in der Schutttzufuhr erfolgt sein muss. Vermutlich haben tektonische Verstellungen im Rückland stattgefunden, so dass neue Gebietsteile, die vorwiegend aus jenen gut kenntlichen Eocaengesteinen aufgebaut waren, in den Bereich der Abtragung gelangten.

Wenn wir zum Schlusse uns umsehen nach Nagelfluh-Vorkommen, die mit unserer Kaltbach-Nagelfluh verglichen werden können, so muss hierbei in erster Linie die von A. LUDWIG aus der Ostschweiz erwähnte «Sommersberg-Nagelfluh» genannt werden (Lit. 65, S. 256), die, wie schon A. GUTZWILLER und J. J. FRÜH erkannten, durch häufige Lithothamnien- und Nummulitenkalk-Gerölle gekennzeichnet ist. Die Nagelfluh der Honegg-Mergelzone zeigt nicht nur im allgemeinen Habitus mit der «Sommersberg-Nagelfluh» Übereinstimmung, sondern es sind auch die Geröllarten der beiden Nagelfluhen im Einzelnen nahe verwandt, wenn nicht überhaupt identisch. Dies bestätigte der Vergleich von Dünnschliffen unserer Nagelfluhkomponenten mit solchen von Sommersberg aus der Sammlung von A. LUDWIG.

3. Zentraler Teil der Bäuchlen-Honegg-Schuppe mit Uerscheli-Nagelfluh.

Das schiefe Heranstreichen der basalen Schichten der B-H-S gegen den nördlichen Überschiebungsrand hat zur Folge, dass gegen SW zu die älteren Glieder der Sedimentserie nach und nach verschwinden und immer höhere Niveaus an die Überschiebung herantreten (Taf. III, Fig. 2).

Die Basiszone (Melettaschichten) der Bäuchlen-Serie, im Bäuchlengebiet selbst 200—300 m mächtig (Lit. 33, S. 21), ist im Steiglenprofil, wie wir sahen, noch gut aufgeschlossen. Ihr weiterer Verlauf nach SW liegt unter ausgedehnter oberflächlicher Schuttbedeckung verborgen. Ich vermute, die Basiszone ziehe sich bis herüber auf Kartenblatt Schangnau, wo sie schon in der Gegend von Hüttliweid und Ober-Sidenmoos ihr Ende finden muss.

Untersuchen wir im zentralen Teil des Gebietes die Zusammensetzung der B-H-S, so lassen sich von N nach S folgende sich konkordant überlagernde Zonen unterscheiden:

1. Nagelfluh (Bäuchlen-Nagelfluh s. s.) und rote Mergel.
2. Uerscheli-Nagelfluh.
3. Honegg-Nagelfluh.
4. Honegg-Mergel.

α) Nagelfluh (Bäuchlen-Nagelfluh s. s.) und rote Mergel.

Die (oben s. S. 10) von der Steiglenstrasse erwähnten Nagelfluhriffe streichen gegen SW in den Nordfuss des Lochsitenberges. Die Nagelfluhen sind aber nicht niveaubeständig, setzen oft

aus und lösen sich gegen die Emme hin immer mehr in einzelne, bald verschwindende, bald wieder erscheinende unregelmässige Linsen auf; bisweilen bilden sie nur Geröllnester im Sandstein.

Im Grünenwald, 2 km östlich Schangnau, bilden die Äquivalente der Bächlen-Nagelfluh hie und da Gerölleinlagerungen in Sandstein. Zum letzten Mal tritt Nagelfluh, dem Schuttfächer der Bächlen angehörig, als 2 m mächtige, tektonisch zerbrochene und fast nur aus Kalkgeröllen bestehende Bank im Bächlein von Kirchbühl nördlich P. 982 (ca. 800 m im SE von Schangnau) auf.

Für das allmähliche Ausklingen des Bächlen-Nagelfluh-Fächers ist sodann das Auftreten von Konglomeratsandsteinen bezeichnend. Erwähnenswert ist ein aus hirse- bis erbsenkorngrossen Silexgeröllchen und festem, calcitischem Bindemittel zusammengesetztes Gestein, das ca. 1,5 km östlich Schangnau an der Grünenwaldegg wenig nördlich des Bergkammes (Quote 1145) ein 15 m mächtiges, überaus widerstandsfähiges Lager bildet (N 78° E; 45° SE). Die Komponenten weisen auf Transport aus grosser Ferne hin.

Schon im Profil an der Steiglenstrasse (Lit. 45, S. 530) und auch an der Sidenmoosfluh (vgl. Detailprofil S. 11) treten im Niveau der Nagelfluhen und in ihrem Hangenden gelegentlich intensiv rote Mergelgesteine auf. Mit dem allmählichen Verschwinden der Bächlen-Nagelfluhen gegen WSW gewinnen die roten Mergel mehr und mehr an Bedeutung. Obwohl solche oder ähnliche Mergel in fast allen Abteilungen des Stampien vorkommen, bilden sie nirgends im Kartengebiet Schangnau einen so charakteristischen Bestandteil der Serie wie gerade im tieferen Teil der B-H-S.

Aus den im Eingang dieses Abschnittes angegebenen tektonischen Gründen rückt die Zone der roten Mergel (Vaulruz-Schichten) gegen SW immer tiefer an die Basis der Schubmasse hinab und tritt — mit Sandstein verknüpft — am Nordfuss der Honegg im Lauterstaldenbach, wie wir früher sahen (s. S. 12), unmittelbar an die Überschiebungsgrenze heran.

Die Farbe der Mergel ist auch im zentralen Teil meist rötlichviolett, rötlichgrau, seltener dunkelrot, oft feinsandig und hart. Grössere Mergelpakete trifft man an der Sidenmoosfluh, in den Rinnen von Grünenwald, nordwestlich Grünenwaldegg, südlich der Strasse am Weg nach Kircheggli, im Bach westlich Kirchbühl, am Fuss der Honegg (s. oben) usw.

Sehr gut kann man diese Gesteine an der Strasse Schangnau-Bumbach im Bächlein, das von Kirchbühl herkommt, beobachten. Man sieht hier auch, dass die roten Mergel oft als dünne, harte, feinsandige Lagen und Lamellen ausgebildet sind und in dickbankigere rötliche glimmerige Mergelsandsteine übergehen können. Diese Gesteine sind völlig identisch mit dem Typus der «Molasse rouge» bei Vevey. Wie es scheint, enthalten in meinem Gebiet diese roten Gesteine weder Tier- noch Pflanzenreste.

An allen den genannten und an vielen anderen Punkten (z. B. im S von Schangnau: Grabenweidli, Emme bei Port und Schönenboden, im Fischbächli) treten neben und zusammen mit den roten Mergeln zähe, feste Kalksandsteine auf, wie sie oben (S. 12) auch von der Basis des Honeggprofils erwähnt wurden; F. J. KAUFMANN hat diese Gesteine in unserm Gebiet kurz als «Zone der Hilferschichten» bezeichnet (Lit. 60, S. 450). Weiter im SW ist die gleiche Zone, in der jedoch faciell der Sandstein reicher entwickelt ist, seit langem unter dem Namen Vaulruz-Schichten bekannt.

Im nagelfluharmen und nagelfluhfreen Abschnitt der B-H-S, d. h. zwischen Sidenmoosfluh und Honegg, ist der tiefere Teil der Schichtserie (dessen Liegendes im Steiglenbach von den Meletta-Schiefern gebildet wird) in der typischen Facies der westschweizerischen «Molasse rouge», welcher auch die Zone des Vaulruz-Sandsteins angehört, ausgebildet.

Die weite Verbreitung der roten Mergel und Sandsteine (s. unten) spricht meines Erachtens dafür, dass diese, den Meletta-Schichten, d. h. den Hilferschichten s. str. aufruhende Mergel-Sandsteinserie nicht eigentlich zum Schuttfächer der Bächlen mehr gezählt werden darf. Vielmehr stellt sie ein allgemein vorhandenes und wohl unterstampisches Glied der subalpinen Molasse auch der Zentral- und Ostschweiz dar, das überall im Hangenden der Meletta-Schichten folgt, freilich an vielen Stellen durchsetzt oder sehr bald verdrängt von gröberen Detritus- oder Schuttfächer-Gesteinen (Sandsteine und Nagelfluh). Die Gruppe der Roten Mergel ist durch öfteren Wechsel von brackisch-limnischer und mariner Sedimentation gekennzeichnet.

Auf die, wie mir scheint, grosse stratigraphische und tektonische Bedeutung dieser roten Mergel (= «Molasse rouge») und der sie begleitenden Sandsteine (= Vaulruz-Sandstein) für die Deutung der subalpinen Molasse wird später noch näher einzutreten sein.

β) Uerscheli-Nagelfluh.

Erst mit dem Auftreten der Uerscheli-Nagelfluh im zentralen Teil der B-H-S lässt sich eine deutliche Scheidung in ein Schuttgebiet des Bäuchlen- und Honeggfächers vornehmen. Wie Taf. III, Fig. 1 zeigt, stellt die Uerscheli-Nagelfluh ein kleines, lokales Nagelfluhzentrum dar, das wir aber wohl mit Recht zum grossen Schuttgebiet der Honegg zählen dürfen. Mit der darüberfolgenden Honegg-Nagelfluh ist es durch die Lage, die Art des Gesteinsmaterials und besonders aber durch vertikale Übergänge verknüpft. Eine Grenze der Uerscheli-Nagelfluh gegen die Honegg-Nagelfluh existiert nicht. Die Abgrenzung auf Tafel III erfolgte mehr nur aus Erwägungen facieller und lithologischer Art.

Die Uerscheli-Nagelfluh beginnt im Hangenden der roten Mergel (Vaulruz-Schichten) mit riffartig im Gelände hervortretenden groben Sandsteinen, die spärlich Geröllbänder führen (s. Karte). Sie treten südwestlich Schangnau bei Kircheuggli, Kircheugg und Weggli hervor und bilden dort die auffälligen runden Höcker südlich der Landstrasse. Mit der Nagelfluh treten hauptsächlich Sandsteine auf, während bunte Mergel eine mehr untergeordnete Rolle spielen.

Die Nagelfluh ist in den unteren Bänken noch ziemlich kalkreich, kleingeröllig; höher oben wird sie bunter (Gneise, rote und verschiedene andere Granite, rote und grüne Hornsteine, Quarze und Kalke). Die Geröllzusammensetzung ist unregelmässig; bald sind die Bänke mehr kalkig, bald mehr bunt. Grösse der Gerölle meist nuss- bis faustgross.

Die grösste Entfaltung zeigt die Uerscheli-Nagelfluh direkt nördlich der Emme an der Strasse zwischen Leuweidli und Uerscheli (s. Taf. III). Nach SW wird die Nagelfluh in der Gegend von Untergemmi (südlich Schangnau) spärlicher und verschwindet gegen W (Feuerstein und Schwand) ganz. Ich vermute, dass sie ihr Äquivalent in den bei der Besprechung des Honegg-Profiles (S. 12) erwähnten mürben Sandsteinen an der Basis der Honegg-Nagelfluh besitzt.

γ) Honegg-Nagelfluh.

Über die Nagelfluhen des kleinen Uerscheli-Schuttäckers legt sich im Zentralteil des Untersuchungsgebietes die Honegg-Nagelfluh. Von der Honegg aus streicht diese Zone zunächst ENE, biegt dann aber nach E ab und setzt gleichförmig weiter in den Bumbach-Sporn hinein fort. In der angegebenen Richtung beobachten wir vor allen Dingen eine bedeutende Abnahme der Nagelfluh. Die zahlreichen Nagelfluhbänke der Honegg selber verlieren sich allmählich nach NE zu, wobei zuerst die höchsten, dann immer tiefere Bänke aussetzen. Im Profil des Schwarzbaches (südlich Schangnau) sind es noch etwa 12 Riffe, die vom Bürkelihubel und Gemmi herunterstreichen und deren allmähliches Auskeilen sich gegen E in der Umgegend von Buchhütten und Buchhüttli, ferner in den verschiedenen Bachgräben südlich der Emme verfolgen lässt. Nur ganz wenige der tiefsten Nagelfluhbänke gelangen daher bis an den Bumbach-Sporn hinaus.

Das genauere Verfolgen der einzelnen Nagelfluhbänder ist, wie bekannt, mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden, da Nagelfluhen selten auf weitere Erstreckung anhalten. Entsprechend dem Hin und Her mäandrierender Gewässer, welche wir wohl für die Aufschüttung und flächenhafte Ausbreitung der Nagelfluh-Schotterplatten heranzuziehen haben, stellen unsere Nagelfluhen (räumlich und im Anschnitt) mehr nur lentikuläre, aber sehr flache Körper dar, die auf vielerlei Art und Weise übereinandergreifend zwischen Sandstein und Mergeln stecken können. So beobachten wir, trotz der allgemeinen Häufigkeitsabnahme der Nagelfluhen gegen den Bumbach-Sporn, das An- und Abschwellen gewisser Bänke.

Die vielen kleineren, faciellen und lithologischen Veränderungen anzuführen, welche die Schichten des Honegg-Nagelfluhzuges (und allgemein auch die eines jeden anderen Molasseschuttäckers) im Verlaufe ihres Streichens aufweisen, dürfte sich kaum verlohnen. Immerhin sei auf folgende Daten aufmerksam gemacht:

Ausserordentlich bunte Nagelfluhen mit vielen roten porphyrtigen Graniten sind z. B. im Schwarzbach (2,5 km im SSE von Schangnau) sehr bezeichnend vertreten.

Nur 2 km östlicher, etwa vom Beutlerschwandgraben an, sind rote Granite und überhaupt Granite selten, grüne Varietäten kaum anzutreffen, Kalke dagegen stellenweise recht häufig. Unter letzteren ziemlich oft bianconeartige Typen mit massenhaft *Calpionella alpina* LOR.

Ein besonderes Merkmal für die Konglomerate im Hangenden der Uerscheli-Nagelfluh ist ferner der Reichtum an grünen, hornsteinartigen Kieseln, so dass die Gesamtfarbe der Nagelfluh an vielen Stellen deutlich grünlich erscheint. Aus dem gleichen Grunde weisen grobe und konglomeratische Sandsteine, in welche die Honegg-Nagelfluh nach E häufig übergeht, intensiv jadegrüne Farbe auf (Schutzbach, Bäche südlich Bumbach).

Die Geröllgrösse nimmt im allgemeinen gegen den Bumbach-Sporn hin ab (vgl. KAUFMANN, Lit. 60, S. 502, 503). Doch kommen Abweichungen vor: an der Basis eines 15 m starken Riffes im Büetschlibach bei Büetschli zeigen sich ausnahmsweise kopfgrosse Gerölle.

Geröllzählungen im eigentlichen Sinne wurden von mir nicht vorgenommen. Sie haben dort, wo sie in kleinerem Rahmen versucht worden sind, in keinem der Fälle zu den erwünschten Resultaten geführt.

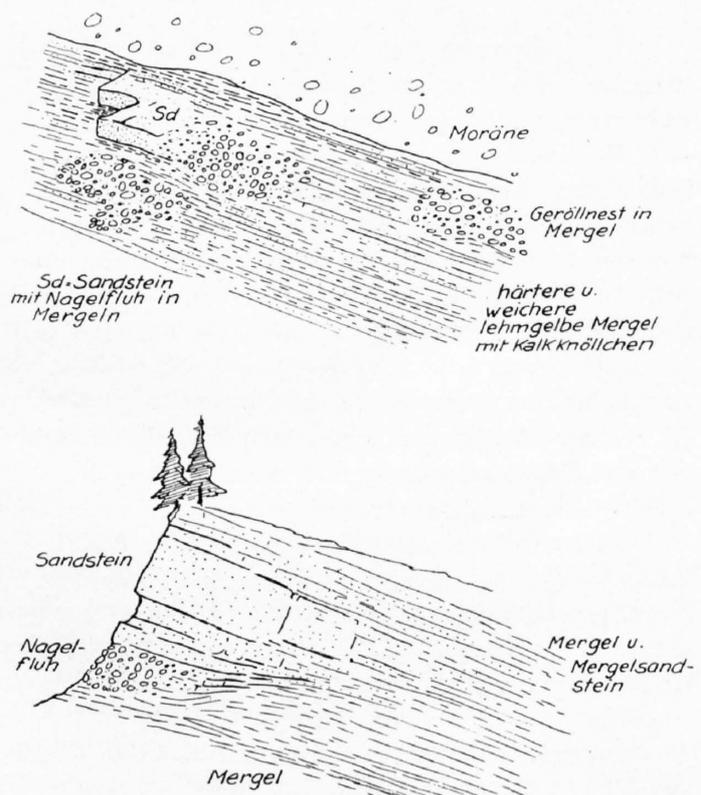
δ) Honegg-Mergel.

Wie an der Honegg selbst, bilden auch im Zentralgebiet die Honegg-Mergel das jüngste Glied der Serie.

Sie ziehen sich in typischer Entwicklung von der durch ihr Auftreten veranlassten grossen Depression von Rothmoos (südöstlich der Hohen Honegg) über Windbruch und sind besonders schön in den tief eingeschnittenen Gräben von Beutlerschwand und Büetschli südwestlich Bumbach (Prof. 7 und 8 der Taf. II) aufgeschlossen.

Einlagerungen von Kaltbach-Nagelfluh, durch die Art ihrer Komponenten leicht kenntlich, bilden oft Ansätze zu Bänken, verlieren sich aber dann rasch wieder. Beispiele dafür sind auf Figur 2 dargestellt.

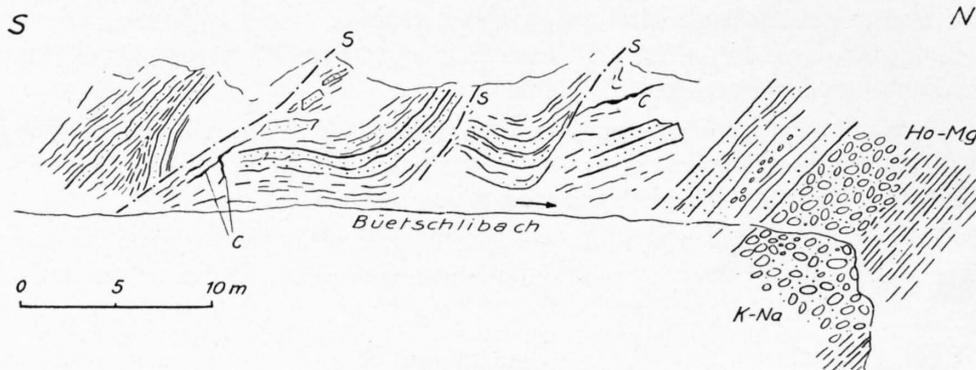
Ein interessanter Aufschluss zeigt sich sodann im Büetschlibach. Über einem 3—6 m mächtigen, sehr grobgerölligen Riff von Kaltbach-Nagelfluh folgen (s. Fig. 3) etwa bei Kurve 1080 mehrere Pakete von roten und grünen Mergeln mit Mergelsandsteinen, die durch ihre Farbe von den vorherrschend gelbbraunen Honegg-Mergel-Gesteinen deutlich abweichen und mit den bunten Mergeln und Sandsteinen der tieferen Bäuchlen-Honegg-Schuppe weitgehend übereinstimmen. Trotz dieser Ähnlichkeit halte ich aber die Pakete im Büetschlibach für das — allerdings verschürfte — normale Hangende der Kaltbach-Nagelfluh. Ich nehme an, dass über den Honegg-Mergeln als höheres Glied der Schichtserie wieder Gesteine vom Typus der Bäuchlen-Nagelfluh entwickelt sind. Doch haben wir auch mit Änderungen der



Figur 2. — Lokale Einlagerungen von Sandstein und Nagelfluh in den Honegg-Mergeln.

Beutlerschwandgraben westlich Gysensteinweid.

Honegg-Mergel-Facies nach E hin zu rechnen, denn nur 1 km weiter östlich — im Schutzbach südlich Bumbach — treten gleiche bunte Mergel wie in den erwähnten verschuppten Paketen auf, führen hier aber ganz normal echte Kaltbach-Nagelfluh mit den ihr eigenen Komponenten (vgl. Fig. 4, S. 30). Letztere stellt das östlichste Vorkommen ihrer Art dar, das ich ausfindig machen konnte. Südlich Bumbach endet die Zone der Honegg-Mergel ganz, indem sie zwischen Büetschlibach und den Bächen von Jurteneggli schief zum Streichen abgeschnitten wird und an den subalpinen Flysch stösst. Aus Tafel III und den Profilen 5, 6, 7 der Tafel II ist dies gut ersichtlich.



Figur 3.

K-Na = Kaltbach-Nagelfluh C = Calcit
 Ho-Mg = Honegg-Mergel S = Sekundäre Scherflächen

b) Ablagerungsbedingungen des Honegg-Fächers.

Zusammenfassend ergibt sich folgendes Bild der Ablagerungsverhältnisse im Schuttgebiet der Honegg (vgl. Taf. III, Fig. 1):

Zu Beginn der Aufschüttung des Honegg-Fächers erfolgte die periodische Ablagerung groben Schuttes während längerer Zeit an ein und derselben Stelle, so dass es zu einer ziemlich lokalisierten Anhäufung von Nagelfluhen kam, die wir als Uerscheli-Nagelfluh bezeichnet haben. Dann wendet sich die Richtung der Aufschüttung vorübergehend ostwärts (Nagelfluhen von Grossbumbach). Bald aber verlagert sich, bei der nun folgenden vermehrten Geröll-Lieferung, das Zentrum der Schuttzufuhr nach SW gegen Honegg und Blume zu. Diese Annahme erklärt, dass mit dem Fortschreiten von Bumbach gegen den Thunersee immer höhere Bänke der Serie in Nagelfluhfacies übergehen und sich immer mehr neue Konglomeratbänke im Hangenden der Honegg-Nagelfluh einschieben. Ob dementsprechend tiefere Bänke nach SW auskeilen und in Sandstein-Mergelfacies übergehen, vermag ich nicht anzugeben. Es sind dazu eingehende Untersuchungen der westlich an mein Arbeitsgebiet anschliessenden Gegenden (Hohe Honegg, Kapfernberg, Blume) nötig.

Das zeitweilige Anwachsen von Nagelfluhbänken, ferner der lokale Wechsel in der Geröllgrösse und der Zusammensetzung deuten darauf hin, dass wohl öfter auch ein Hin- und Herpendeln der Aufschüttungsrichtung stattgefunden hat.

Diese Ausführungen zeigen, dass die Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen eines Schutt-fächers und seiner dadurch bedingten räumlichen Struktur aus den oberflächlichen Anschnitten, die meist noch schlecht aufgeschlossen sind, eine sehr schwierige Aufgabe bietet. Denn zugleich mit der seitlichen Verlagerung der Schuttzentren war auch ein Weiterhinausschieben derselben in ihr Vorland, d. h. ein Nordwärtsrücken der südlichen Uferlinien des Molassetroges möglich und auch wahrscheinlich.

Im unteren Teil einer normalen Molasse-Schichtfolge hätten wir demnach die äusseren Ränder und Spitzen der ehemaligen Schutt-fächer vor uns, im höchsten Teil einer Nagelfluh-Serie die wurzelwärtigen Gebiete der Aufschüttung. Damit steht auch die Beobachtung im Einklang, dass «Riesengerölle», welche auf die Nähe der ehemaligen Mündungsstellen nagelfluhbringender Gewässer hindeuten, meines Wissens immer in den höchsten Bänken der Schichtserie, in den heute am weitesten zurück-

liegenden Teilen der einzelnen tektonischen Einheiten anzutreffen sind. Für die stampischen Schuppen z. B. meist in unmittelbarer Nachbarschaft des subalpinen Flysch. Es wären hier zu nennen: die Guntener Nagelfluh im Stampbach am Thunersee 0,5 km nordwestlich Ralligen (Lit. 36, S. 578), die Nagelfluh von Schwand und Tagweid an der Entlen (Lit. 68, S. 49), die Kännelegg-Nagelfluh am Pilatus (Lit. 25); die Nagelfluh der Rigi-Scheidegg; ferner auch die Rebloch-Nagelfluh an der Emme und die Sädel-Nagelfluh am Belpberg (Lit. 83, S. 23). Hier überall fehlt das weitere stratigraphische Hangende, und es ist zu vermuten, dass ein solches nie in grösserem Masse dort vorhanden war. Ich möchte zwar Fragen von so allgemeiner Bedeutung noch durchaus offen lassen, nur den Gedanken anfügen, dass an eben den erwähnten Stellen sich bezeichnenderweise auch alte Erosionen geltend machen. So in der Guntener Nagelfluh bei Ralligen, in der Kännelegg-Nagelfluh (Lit. 25), in der Rigi-Scheidegg-Nagelfluh bei Gersau, ferner in der Nagelfluh am Steinmösli bei Schangnau; unter den angedeuteten Voraussetzungen ist ihr Auftreten an solchen Stellen nicht sehr überraschend.

Im Anschluss an das Gesagte sei auch auf die auffallende Tatsache hingewiesen, dass bei den grossen Molasseschuppen die Neigung der Schichten alpenwärts gewöhnlich abnimmt, so dass am S-Rand, wo die Nagelfluh unvermittelt an den subalpinen Flysch stösst, oft fast horizontale Lagerung herrscht. Wie dieses Ausflachen und Aufhören der Molasseschichten zu erklären ist, stellt ein sehr schwieriges Problem dar, das hier nicht näher zu diskutieren ist; ich möchte auch hier am ehesten an alte Erosion denken.

c) Fossilführung und Stratigraphie der Bächlen-Honegg-Schuppe als Ganzes.

1. Paläontologisches.

Während aus sämtlichen übrigen Molasseserien des Alpenrandes nur mehr gelegentliche Fossilfunde bekannt geworden sind, ist für die B-H-S die seltene und bedeutungsvolle Tatsache hervorzuheben, dass innerhalb der vorangehend beschriebenen mächtigen Schichtmasse mehrere wichtige Fossilfundstellen liegen. Diese gestatten uns nicht bloss, eine einwandfreie Altersbestimmung vorzunehmen, sondern auch Beziehungen zu den angrenzenden, stratigraphisch mehr oder weniger genau fixierten Molassegebieten herzustellen.

α) Säugetiere.

(Fundstelle Bumbach.)

Die Entdeckung dieser überaus wichtigen Fundstelle der alpennahen Molasse fällt in das Jahr 1854. Ein Sammler aus Merligen am Thunersee mit Namen SPIELER, von Prof. C. BRUNNER jun. beauftragt, in der Emme für das Berner Museum eine Pflanzenschicht auszubeuten, stiess beim Absuchen des Bumbach-Grabens auf Zähne von *Anthracotherium* (Lit. 29, S. 74).

Die Funde wurden rasch bekannt, und durch Grabungen, welche die berühmten Sammler Gebrüder MEYRAT und später (1861) G. TSCHAN vornahmen, erfuhr die Fossilliste eine ansehnliche Erweiterung (Lit. 30, S. 217).

Die Funde von Bumbach wurden teils durch C. v. FISCHER-OOSTER (Lit. 30, S. 217; 31, S. 265), teils durch L. RÜTIMEYER (Lit. 81, S. 16; 80, S. 386, 397) namhaft gemacht und gleich den bekannten Pflanzenschichten des nahen Eriz der unteren Süsswassermolasse zugeteilt und an die Basis des Miocaens gestellt (Lit. 81, S. 13, 16). Die verschiedentlichen Angaben RÜTIMEYERS über die topographische und auch geologische Lage der Fundstelle sind allerdings nicht sehr präzise (Lit. 80, S. 397; 81, S. 16). Die Fundstelle liegt 200 m westlich P. 1096 (Ober Grossenbumbach) mitten im Bachbett des Bumbach-Grabens, einige Schritte oberhalb des von Wäldli einmündenden Seitenbächlein. Die Fundschicht ist ein grauer bis schwärzlicher, feiner und sehr zäher Mergel mit Sandkörnchen, kohligen Pflanzenresten und hie und da ansehnlichen Nestern von Pechkohle. Die Knochenreste sind meist schwarz, besitzen aber öfter an ihrer Oberfläche einen ziegelroten Beschlag.

Ich erinnere mich nicht, einem mit der Mergelfundschicht petrographisch genau übereinstimmenden Gestein in den zahlreichen untersuchten Profilen jemals wieder begegnet zu sein, und ver-

mute deshalb, dass auch die Fossilführung an die besonderen lokalen Umstände der Bildung und des Auftretens jener Schicht geknüpft ist. Da gröberes Detritusmaterial ganz fehlt und in der älteren Literatur von völligen Skeletten die Rede ist (Lit. 30), könnte eine Art Tierfalle vorgelegen haben, ein mooriger, mit feinem Schlamm erfüllter Tümpel, in welchem die Tiere zugrunde gingen. Zusammen mit den Knochenresten kommen auch Schnecken vor. Mehrfach gemeinsam mit meinem Studienkameraden Dr. J. HÜRZELER unternommene Grabungen und Sprengungen vermochten die Artenliste leider nicht wesentlich zu erweitern.

Was nun das Alter der Funde betrifft, so stellte sie, wie oben erwähnt, LUDWIG RÜTIMEYER ins untere Miocaen, wobei offengelassen werden muss, wie weit ihn zu dieser Bestimmung die Säugerreste allein veranlasst haben und ob RÜTIMEYER nicht auch beeinflusst ist durch die von OSWALD HEER schon früher aus Pflanzen abgeleitete gleichlautende Datierung. Für F. J. KAUFMANN waren jedenfalls OSWALD HEERS auf Unter-Miocaen lautende Pflanzenbestimmungen massgebend.

Interessant ist, dass hingegen C. L. FRIDOLIN SANDBERGER in seiner berühmten Monographie: «Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt», ein miocaenes Alter für verschiedene Wirbeltierfundorte, darunter auch Schangnau (Canton Bern)¹⁾, glaubt in Abrede stellen zu müssen; er verlegt vielmehr die betreffenden Fundstätten ins Oberoligocaen (Lit. 87, S. 337). An anderer Stelle desselben Werkes (Lit. 87, S. 469), bei Besprechung der damals ins Unter-Miocaen (heute ins Aquitanien) gestellten Wirbeltierfauna des Hohen Rhonen bemerkt er: «Die charakteristischen oligocaenen¹⁾ Omnivoren, Anthracotherium, Hypotamus, Stachelschweine (Theridomys, Issiodoromys) und chinchillenartige Nager (Archaeomys), welche zu Lausanne, Schangnau¹⁾ und Aarwangen vorkommen, fehlen hier gänzlich.» Damit zieht SANDBERGER als erster ein oligocaenes Alter auch der Fundschicht von Bumbach in Betracht, und diese nur mehr beiläufig geäusserte Deutung hat in der Folge durch die Untersuchungen H. G. STEHLIN ihre Bestätigung und präzisere Fassung erhalten: H. G. STEHLIN stellt die Fundstelle von Bumbach ins Stampien, entgegen der damals hauptsächlich von L. ROLLIER (Lit. 77) vertretenen Auffassung, nach welcher am Alpenrand kein älteres Schichtglied als Aquitan auftreten sollte. Diese Datierung fand zunächst nicht die gebührende Beachtung, bis schliesslich E. BAUMBERGER (Lit. 7, S. 137) von Altersbestimmungen durch Mollusken ausgehend ebenfalls für das stampische Alter und damit das Überschobensein der alpenächsten Molassekomplexe eingetreten ist.

Die Fauna von Bumbach setzt sich zur Hauptsache aus folgenden Vertretern zusammen:

- Theridomys* spec.
- Rodens* indet.
- Carnivor* indet (sehr gross).
- Carnivor* II.
- Anthracotherium bumbachense* STEHLIN.
- Ruminantia* inc. sedis div. (2 Species).
- Prodremotherium elongatum* FILHOL.
- Aceratherium Filholi* OSBORN.
- Rhinoceros* spec. indetermin. minores.

Während H. G. STEHLIN anfänglich (1902) die Ansicht vertrat, die Fauna von Bumbach gehöre wegen der Altertümlichkeit der Formen in das untere Stampien und an die Grenze des Sannoisien (Lit. 95, S. 364), betrachtet er es später (1922) (Lit. 100, S. 576) als «noch nicht sicher, ob wir die dortigen Schichten bis ins eigentliche Unterstampien hinabrücken dürfen, d. h. bis ins Niveau des „Meeresandes“». Dies hängt von zwei Leitformen ab, die man in Bumbach bisher immer vergeblich zu finden hoffte: *Plagiolophus* und *Entelodon*, deren allerletztes Auftreten ins Unterstampien fällt.

Es ist von grosser Wichtigkeit, dass diese Altersbestimmung auf rein paläontologischem Wege erzielt wurde, ohne genauere Kenntnis der stratigraphischen und tektonischen Lagerungsverhältnisse.

¹⁾ Im Original nicht gesperrt.

Wie Tafel III zeigt, liegt die Fundstelle Bumbach in der Zone der Uerscheli-Nagelfluh, ist also jünger als die «roten Mergel», welche die Uerscheli-Zone unterlagern. Diese roten Mergel vom Typus der Vaulruz-Molasse entsprechen aber, wie sich zeigt, dem tieferen Teil der Bäuchlen-Nagelfluh. Von der Bäuchlen-Nagelfluh aber wissen wir andererseits, dass sie auf sicher unterstampischen Melettaschiefern aufruht, welche infolge ihrer guten Kenntlichkeit und ihrer facielen und stratigraphischen Konstanz der sicherste Leithorizont unserer subalpinen Molasse sind. (Ihr Fehlen in der B-H-S und auch weiter westlich an der Basis der einheitlichen Überschiebungsmasse geht lediglich, wie schon erwähnt, auf tektonische Ursachen zurück.)

Andererseits befindet sich — wie auf Tafel III angedeutet — die Fundstelle Bumbach im Liegenden des Niveaus von Losenegg. Diese im SW der Honegg nur etwa 6 km ausserhalb unseres Gebietes gelegene zweite Säugetierfundstätte hat eine Fauna geliefert, die H. G. STEHLIN veranlasste, die «Schichten der Losenegg» ziemlich genau dem mittleren Stampien zuzuweisen. Wie sich aus den Lagerungsverhältnissen ergibt, liegt die Fossilschicht von Losenegg eindeutig in der Zone der Honegg-Nagelfluh, welche — wie ausgeführt — die Uerscheli-Nagelfluh überlagert.

Der stratigraphischen Lage nach ist Bumbach demnach bestenfalls mittelstampisch, wahrscheinlich jedoch etwas älter; doch wiederum jünger als die rote Mergelmolasse, die ich (siehe unten) als gleichaltrig mit dem Vaulruzsandstein ansehe, der allgemein noch als unterstampisch gilt (Lit. 19, S. 58).

So wären denn die einzelnen Schichtglieder der B-H-S dem Alter nach vergleichsweise sehr gut bestimmt:

Honegg-Nagelfluh (Fundstelle Losenegg)	Mittelstampien nach H. G. STEHLIN.
Uerscheli-Nagelfluh (Fundstelle Bumbach).	Unteres Mittelstampien.
Zone der roten Mergel «rote Molasse» (Vaulruz-Schichten)	Oberes Unterstampien.
Basiszone (Melettaschichten)	Unterstampien.

Die Altersbestimmungen von H. G. STEHLIN werden also bei Hinzuziehung der allgemeinen Lagerungsverhältnisse in jeder Hinsicht bestätigt.

Im Anschluss an die Erwähnung der Fundstellen Bumbach und Losenegg mag hier noch bemerkt sein, dass Säugetierreste wahrscheinlich gar nicht so ausserordentlich selten sind, wie immer angenommen wird. Knochenspuren und -stückchen fanden sich in meinem Gebiet noch an verschiedenen andern Orten: Kühbach nördlich Bumbach, bei Lütcherli und im Steiglenbach ganz im NE des Kartengebietes. Auch im Bumbach trafen wir noch Knochen in einem Sandstein, dessen genaueres Anstehende aber nicht ermittelt werden konnte.

β) Land- und Süsswasserschnecken.

Im Verlauf meiner Kartierungsarbeiten gelang es ferner an zahlreichen Stellen, Schneckenreste aufzufinden, deren Erhaltungszustand, wie meist in der subalpinen Molasse, allerdings sehr zu wünschen übrig lässt. Die Fossilien sind alle stark zerdrückt, die Mündung der Gehäuse ist selten erhalten, die Schalenskulptur nur ausnahmsweise erkennbar. Es sind fast alles Steinkerne.

Folgende wenige Fundpunkte lieferten bestimmbares Material:

Fundstelle Oberer Kirchbühl ca. 1 km südöstlich Schangnau (s. Taf. III, Fig. 1):

Bachgraben, der unmittelbar hinter dem Hofe Oberer-Kirchbühl (P. 1080) gegen die Häuser von Kirchbühl hinunterfliesst (die Siegfriedkarte ist hier fehlerhaft!). Auf Quote 1045 etwa steht zwischen graugrünen und gelblichgrünen Mergeln eine schwärzlichgraue Lage an; sie führt häufig

Cepaea rugulosa ZIETEN.

Der Fossilhorizont liegt in einer Serie von glimmerigen, rötlichen Mergelsandsteinen («rote Molasse» oder Vaulruz-Schichten) und sehr harten, grünlichgrauen, schwach glaukonitischen Sandsteinen vom Vaulruz-Horwer-Typus (Lagerung N 60° E; 45° SE).

Fundstelle Stäfeli 1,2 km südöstlich Schangnau (s. Taf. III, Fig. 1):

Im Bächlein zwischen Hinter-Loch und Stäfeli an der Emme, wenig unterhalb des Weges, fanden sich in einer grauen, weichen Mergelschicht unmittelbar unter Grundmoräne wieder viele Exemplare von *Cepaea rugulosa* ZIETEN.

Dass beide Fundstellen fast ausschliesslich nur diese eine Heliciden-Species, und zwar in so reicher Individuenzahl liefern, spricht deutlich für Zusammenschwemmung.

Nach Dr. E. BAUMBERGER, der die Freundlichkeit besass, die Fossilien zu bestimmen, erstreckt sich die Verbreitung der genannten Art auf Stampien und Aquitanien.

Im Bumbach und im westlich benachbarten Kühbach (Kurve 1000) (s. Taf. III, Fig. 1) fand sich der Helicide *Archaeozonites* cfr. *sempianus* REUSS.

Fossile Schnecken sind allem nach häufiger in den Molasseschichten, als man früher glaubte. Doch erfordert es meist Mühe und reichlich Zeit, um hinlänglich brauchbare Funde zu erzielen. Immerhin wird sich voraussichtlich die Zahl der Fundstellen mit der Zeit noch vermehren lassen. Von Cardien und Cyrenen, nach denen ich besonders in der Basiszone oft gesucht habe, konnten bis jetzt nirgends innerhalb meines Gebietes Spuren entdeckt werden.

Es soll nicht verschwiegen bleiben, dass in unserer Molasse Mollusken ein weit ungünstigeres Objekt für die Altersbestimmung darstellen als die so viel rascher evolvierenden Säugetiere. Dazu kommt, dass infolge der nie ganz fehlenden Deformationen die Schwierigkeiten der Molluskenbestimmung enorm gross sind und oft etwas willkürlich ausfallen müssen.

Bei Säugetierresten machen sich Mängel, wie die eben genannten, besonders wenn es sich um Zähne handelt, meines Wissens nicht in so störender Weise bemerkbar.

δ) Pflanzen.

In einer Sedimentserie, in welcher Einschwemmungen eine so grosse Rolle spielen, ist von vorneherein das Auftreten von Pflanzenresten zu erwarten.

Ausserordentlich häufig, besonders in den grauen glimmerigen Sandsteinen des tieferen Teils der Schuppe, ist das schon oft genannte Pflanzenhäcksel. Weiter treten auf: kohlige schilfartige Fetzen, armsdicke, verkohlte Stengel und Stammteile (Leubächli, Emme bei Schangnau), meist im Sandstein; in tonigen oder feinsandigen Mergeln trifft man nicht selten zusammengeschwemmte Anhäufungen von Blättern fossiler Laubbäume (Blättermolasse). Mergellagen, erfüllt mit zum Teil sehr schön erhaltenen Blattabdrücken, sind mir oft begegnet und sprechen wohl für fluviatilen Absatz. Pflanzenfunde sind übrigens seit alters her aus unserem Gebiet bekannt und für O. HEERS «Flora tertiaria» ausgebeutet worden (Lit. 60, S. 451). Erwähnung verdienen die Vorkommen grosser Blattwedel von *Fächerpalmen* (Radien bis 60 cm), wohl in der Hauptsache den Gattungen *Sabal* und *Flabellaria* zugehörig. Meist traf ich sie auf Schichtflächen von Sandstein.

Sie scheinen häufiger im tieferen Teil der Schuppe (Zone der roten Mergel). Einige Fundpunkte seien genannt:

1. Verschiedene Bachrursen bei Grünenwald 1,5 km östlich Schangnau, auf Schichtflächen in grobem Sandstein.
2. Lauterstaldenbach am Fuss der Honegg auf Kurve ca. 1070.
3. Bach nördlich Grosse Honegg, Kurve ca. 1320 in Sandstein mit Pyritknollen.
4. Steiglenbach, Mündung des Nebenbachs ~~östlich~~ ^{westl.} Unter-Buchhütten in konglomeratischem Sandstein.
5. Nebenbach des Kadhausgrabens ^{SW} südöstlich Unter-Lochsitli, Kurve ca. 1160, auf Schichtflächen von Mergelsandsteinen im Bachbett zusammen mit anderen Blattabdrücken und mit Pflanzenmergeln (N 85° E; 33° SE).

Für eine Altersbestimmung fallen die Pflanzen ausser Betracht. Die auf Miocän lautende Datierung OSW. HEERS, der sich auch F. J. KAUFMANN anschloss und die sich in erster Linie auf die reichen Pflanzenfunde an der Losenegg bezieht (wo sie zusammen mit den Säugetieren in der gleichen Schichtgruppe vorkommen), hat sich als irrig erwiesen.

Lignit als Schnüre, verzweigte Lager und als Nester glänzend schwarzer Pechkohle sind überaus häufig; eine bedeutende Kohlenanhäufung lässt sich im Bächlein nördlich von Ziegelspeicher in der SW-Ecke des Kartengebietes beobachten.

2. Stratigraphische Stellung der Bächlen-Honegg-Schuppe.

Wenn wir die Molassezonen der Bächlen-Honegg-Schuppe in die angrenzenden Gebiete verfolgen, ergeben sich noch einige interessante Beziehungen.

Im Vorangehenden war von der stratigraphischen Stellung der Honegg-Mergel noch nicht die Rede. In den Honegg-Mergeln meines Gebietes konnten bis jetzt keine wichtigen Fossilien nachgewiesen werden ausser einem Exemplar von

Triptychia Escheri MAYER-EYMAR.

Gefunden wurde das Stück von meinem Studienkameraden JOH. HÜRZELER im äussersten SW des Kartengebietes «im Drecker» (Taf. III, Fig. 1) (so benannt, weil die Passage, welche ganz in den weichen Honegg-Mergeln liegt, bei nassem Wetter sich äusserst misslich gestaltet).

Dieses Fossil ist nach Dr. E. BAUMBERGER, der in dankenswerter Weise die Bestimmung vornahm, Leitform für Oberstampien. Die Alterszuteilung der Honegg-Mergel passt ausgezeichnet zum mittelstampischen Alter der Honegg-Nagelfluh im Liegenden.

Die Zone der Honegg-Mergel setzt sich gegen SW über die Zulg fort in die Gegend von Erizbann, wo F. J. KAUFMANN «gelbe Mergel in bedeutender Mächtigkeit» erwähnt (60, S. 500). Ferner beschreibt KAUFMANN im Hangenden dieser Mergel eine Nagelfluh, über deren Zuweisung zur «Kaltbach-Nagelfluh» kaum ein Zweifel bestehen kann. Er nennt sie als «sehr grob geschichtete Nagelfluh mit grossen Geröllen, worunter nur sehr wenig Granite» von der Schörizegg (Stauffen) und als «Nagelfluh, die fast nur Kalk- und Sandsteingerölle enthält» im Sulzigraben. KAUFMANN gibt die Vorkommen auf seiner Karte (Blatt XIII) an, während P. BECK (Lit. 14) im Sulzigraben irrtümlicherweise dafür Ralligschichten verzeichnet.

Genau im Streichen der eben zitierten Kaltbach-Nagelfluhen traf KAUFMANN etwa 6 km weiter im SW wiederum diese merkwürdige Nagelfluh an, «deren Rollsteine nicht selten bis zu 3 dm» erreichen und in der sich «ziemlich viel Kalksteine und Sandsteine finden. Eines dieser Sandsteingeschiebe, direkt der anstehenden Nagelfluh entnommen, enthielt Nummuliten» (60, S. 498). Diese Bemerkung KAUFMANN'S macht es sehr wahrscheinlich, dass auch im letzteren Falle Kaltbach-Nagelfluh vorliegt (Nummulitengesteine) und wir so die Zone der Honegg-Mergel bis an den NE-Fuss der Blumen verfolgen können. Ihr weiterer Verlauf ist einstweilen noch nicht ermittelt.

Von ganz besonderer Bedeutung ist nun aber wiederum, dass in diesem Abschnitt ein Fossilniveau bekannt geworden ist, das eine recht präzise Altersbestimmung gestattet. Es handelt sich um den von P. BECK 1921 entdeckten Fundort im Bresserengraben (Lit. 15), der — nach dem allgemeinen Streichen zu urteilen — stratigraphisch wahrscheinlich etwas über der Gruppe der Honegg-Mergel und Kaltbach-Nagelfluh (bzw. deren faciiellen oberstampischen Äquivalenten) liegt. Leider fehlt eine präzise Angabe des Fundortes.

Der betreffende Molassekomplex wird von P. BECK als Bresseren-Schichten bezeichnet.

Die hier gesammelte Fauna:

Zonites (Aegopsis) conf. verticilloides THOMAE.

Pomatias (Cyclostoma, Ericia) antiquum BRONGT.

Triptychia (Clausilia) molassica BÖTTG.

Cepaea spec. (rugulosa) ZIET?.

ist nach E. BAUMBERGER «sicher Oligocaen, oberes Stampien oder Unteraquitän» (Lit. 15, S. 1).

Die Bresseren-Schichten bilden das Liegende des Gipfels der Blumen und der Guntener Nagelfluh und streichen gegen den Thunersee, wo in ihrer ungefähren Fortsetzung P. BECK einen weiteren Fundort entdeckte, welcher ein nicht näher bestimmbares *Rhinoceros* lieferte (Lit. 15, S. 1; 36,

Fasc. VIII, S. 578). H. G. STEHLIN stellt den letztgenannten Fundpunkt «mit Vorbehalt ins Aquitanien» (Lit. 99, S. 186). Aus allen diesen Funden ergibt sich die überaus wichtige Tatsache, dass in ein und derselben tektonischen Einheit, nämlich in der Bächlen-Honegg-Blumen-Schuppe, die sich vom Entlebuch bis zum Thunersee verfolgen lässt, eine normalgelagerte kontinuierliche Molasseserie vom Unterstampien bis zum Aquitanien nachweisbar ist (s. Taf. III, Fig. 2). Diese vollständige Serie ergibt sich aber nur durch Berücksichtigung der ganzen Strecke zwischen Emental und Thunersee. Schon mehrfach wurde an das eigentümliche Verhalten erinnert, dass der Nordrand der grossen Bächlen-Honegg-Blumen-Schuppe die Schichten an der Stirn der Schubmasse schief zu ihrem Streichen abschneidet und wir daher gegen SW stets jüngere Schichten an der Basis vorfinden.

Dieses Verhalten, das wir für unser Untersuchungsgebiet oben näher beschrieben haben, macht sich offenbar von Marbach gegen SW bis ins Aaretal bemerkbar.

Wir haben erwähnt, dass (nachdem bereits bei Marbach die Melettaschiefer abgeschnitten werden und wohl auch etwas axial untertauchen) am Fuss der Honegg die Zone der Vaulruz-Schichten mit der Überschiebungsfläche in Kontakt tritt. Gegen die Zulg, nordwestlich der Losenegg im Kapferengebiet, ist das schiefe Heranstreichen der Schichten gegen den Nordrand ganz besonders gut ausgeprägt. An der Erizstrasse bei Düren, wo etwa die Überschiebungsgrenze verläuft, sind bereits die mittelstampischen Nagelfluhen der Honegg an die Basis der Schuppe gerückt. Wahrscheinlich werden die Schichten der Losenegg gegen Steffisburg gleichfalls noch zum Verschwinden gebracht.

Im gleichen Masse wie ältere Serien am Nordrand verloren gehen, erscheinen gegen SW immer jüngere Schichten, als Hangendstes der Schuppe; dank des dabei entstehenden schiefen Molasseanschnittes erhalten wir durch Kombination das erwähnte Normalprofil vom Unterstampien bis zum Aquitanien.

Dabei ist interessant, dass wir mit der Guntener-Nagelfluh das Aquitanien, das uns sonst nur in der «äusseren Zone der gefalteten Molasse» als granitische Molasse entgegentritt, zum erstenmal in seiner südlichsten, alpen nächsten Facies als grobe massige Nagelfluh kennenlernen. (Südrand des Aquitanien, vgl. oben, S. 18.)

Figur 2 auf Tafel III erläutert diese Verhältnisse. Als Jüngstes erscheint an der Südspitze das als Guntener-Nagelfluh entwickelte Aquitanien, das wir sonst nur am Südrand der mittelländischen Molasse in der sogenannten Antiklinalzone kennen (es sei denn, dass auch die jüngsten Schichten anderer Nagelfluhschuttfächer wie Rigi, Speer usw. sich noch als Aquitanien erweisen, wie dies in der Ostschweiz nach A. LUDWIG [Lit. 65] und im Vorarlberg nach P. F. MUHEIM; [Lit. 71] für verschiedene Nagelfluhzonen in der Tat der Fall ist).

Unternehmen wir den Versuch, die Gesamtmächtigkeit der stampischen Serie zu errechnen, so müssen wir in Betracht ziehen, dass jede der einzelnen Abteilungen im Streichen grossen faciiellen Wechseln unterworfen ist, und wir würden, falls wir die maximalen Mächtigkeiten der einzelnen Zonen kombinieren würden, ein unzutreffendes Bild bekommen. Nehmen wir die normale Mächtigkeit des Unterstampien (Melettaschiefer) mit 800—900 m an (Horw, Lit. 11, S. 5, 6), so werden wir mit einer Durchschnittsmächtigkeit des Stampien am Alpenrand von ca. 4000—4500 m rechnen dürfen (vgl. Lit. 36, S. 704).

Es bleibt uns noch zum Schluss das stratigraphische Verhältnis der Bächlen-Honegg-Schuppe zur eigentlichen Bächlen-Serie (FRÖHLICHER) zu erörtern. Die Uerscheli-Nagelfluh ist, wie schon ausgeführt, mit dem Äquivalent der höheren Bächlen-Serie am Lochsitenberg verzahnt und deshalb gleichaltrig. FRÖHLICHER stellt nach E. BAUMBERGER die gesamte über den Melettaschiefern gelegene Bächlenserie zum Oberstampien (Lit. 33, S. 61). Auf Grund der vorausgegangenen Erörterungen müssen wir aber wahrscheinlich für die Bächlen ein höheres Alter annehmen: Ihre unteren Komplexe (Kalknagelfluh) sind vermutlich noch zum jüngeren unteren Stampien zu rechnen, ihre höheren Abteilungen dürften dem mittleren Stampien angehören.

Hiezu sei bemerkt, dass das «Oberstampien» = Chattien H. FRÖHLICHERS noch einen Teil unseres «mittleren» Stampien einbegreift.

Die im Vorausgehenden benützte Dreiteilung des Stampien lehnt sich an die in der Säugetierpaläontologie übliche stratigraphische Gliederung an (Lit. 36, S. 69, 70; vgl. *ibid.* S. 76, Gliederung der schweizerischen Molasse).

3. Sedimentationsbedingungen der Melettaschiefer.

Die auffallendste facielle Erscheinung der ganzen stampischen Schichtfolge, die auch äusserlich mit grosser Deutlichkeit in Erscheinung tritt, ist der Wechsel zwischen der gleichmässig ruhigen, einheitlichen Sedimentation der Melettaschichten und den darüberfolgenden heterogenen gewaltigen Aufschüttungen von Schuttfächertypus.

Während zu Beginn der Molassezeit am ganzen Alpenrand vom Salzburgerischen bis nach Savoyen regelmässige, feingeschichtete graue Gesteine, die Melettaschichten, in überall völlig gleichbleibender Ausbildung abgelagert werden, wird im jüngeren Stampien das Bild beherrscht von äusserst wechselvollen, von Ort zu Ort verschiedenen Molassebildungen, und es erfolgt eine Aufteilung des Sedimentationsraumes, hervorgerufen durch die seitliche Aneinanderreihung zahlreicher Einzelschuttgebiete (Schuttfächer).

Die Einheitlichkeit der Ablagerungen des tiefsten Stampien setzt auch eine einheitliche Genese voraus, und wir dürfen auf eine zu jener Zeit noch äusserst gleichförmige Beschaffenheit des Molasse-Hinterlandes schliessen.

Am ehesten scheint die Annahme zu befriedigen, dass zur Zeit der Ablagerung der feinen Detritusgesteine der Melettaschichten im alpinen Abtragungsgebiet hauptsächlich Flyschgesteine (wir hätten hier z. B. an die Flyschkomplexe der romanischen Voralpenserien zu denken) der Erosion anheimfielen; die Melettaschiefer wären ein Umlagerungsprodukt älteren Flysches. Erst später — nach Abtragung des Flyschmantels und weitergehender Alpenfaltung — wurden die für die Nagelfluhbildung als Lieferanten dienenden verschiedenartigsten tektonischen Elemente freigelegt.

4. „Rote Molasse“, Vaulruz-Schichten (s. Taf. III).

Zwischen den beiden faciiellen Gegensätzen in der stampischen Schichtfolge: den Melettaschiefern unten und den Nagelfluhbildungen oben, existiert eine Übergangszone, die auf Fig. 1 und 2 der Taf. III als Vaulruz-Schichten ausgeschieden wurde. Die genauere Abgrenzung dieser Schichtgruppe gegen das stratigraphisch Hangende sowohl, als auch ihr weiterer streichender Verlauf nach SW zu ist einstweilen noch nicht näher untersucht worden.

Die Einzeichnung in den genannten Figuren wurde daher durchaus schematisch gehalten.

Überall dort, wo die normale Sedimentation des Unterstampien nicht durch heftige Zufuhr von Grobschutt wesentlich gestört wird, tritt — soweit sich mir ein Überblick bietet — mit grosser Konstanz über den grauen Melettaschichten die Zone der «roten Molasse» auf:

Rötliche, meist harte, feinsandig glimmerige Mergel und ebensolche Mergelsandsteine; damit wechselnd: widerstandsfähige, gutgebankte Kalksandsteine, den Horwer-Schichten sehr ähnlich. Doch sind die Gesteine auch der typischen «roten Molasse» (Veveyse, Val-d'Iliez, Forel-Mionnaz Lit. 76, S. 392) nicht durchgehend rot. Rötlichfleckige und grüngraue harte und feinsandig blätterige Mergel mit einem seidigen Glanz auf Schichtflächen sind verbreitet (s. Profil der Sidenmoosfluh, S. 11). Die festen Sandsteine betrachte ich dabei als zeitliches Äquivalent der Vaulruz-Sandsteine. Die Gruppe des Vaulruz-Sandsteins ist ebenfalls durch Zwischenlagerungen roter und grauer Mergel unterteilt, ruht auf roten Mergeln auf und geht in solche über (Lit. 19).

Diese Zone entspricht ferner auch genau dem, was F. J. KAUFMANN als «rote Molasse der südlichen Antiklinalzone» bezeichnet hat (Lit. 59, 203; 60, 259). Zwar hat KAUFMANN am Walchwiler Berg bei Katzenstrick in dieser Schichtgruppe *Cardien* gefunden, betont jedoch die ausserordentliche Fossilarmut eben dieser Niveaus (Lit. 59). Ausserdem lässt sich rasch ermitteln, dass KAUFMANN'S «rote Molasse der südlichen Antiklinal-Zone» entweder die «Melettaschichten» (= Ralligschichten KAUFMANN'S) normal überlagert (z. B. Spissenegg südlich Horw; Zinnen an der Landspitze bei Hertenstein) oder

selbst als Tiefstes an der Basis grosser stampischer Schuppen wie Rigi-Rossberg, Bäuchlen-Honegg auftritt (z. B. Katzenstrick, St. Adrian-Rüfösch, NE-Fuss der Rigi zwischen Arth und Immensee [Lit. 101, S. 61], Rigi-Seeboden usw.).

Trotzdem KAUFMANN mit der ihm zu Gebote stehenden ungewöhnlich umfassenden Sachkenntnis die stratigraphische Bedeutung der Zone der «roten Molasse» erkannte, können wir ihm doch hierin heute nicht mehr in allem folgen. Vielmehr müssen die Ansichten KAUFMANNS eine Umdeutung erfahren.

KAUFMANN bezieht nämlich zum Teil auch unsere jetzige Aquitan-Zone in seine «Rothe Molasse» mit ein, so dass in seinem bathrologischen Schema die Kernschichten der «Hauptantiklinale» (60, S. 564) — zwei, dem Alter nach verschiedene Molassekomplexe — als isochrone limnische Bildungen angeführt sind.

Demgegenüber möchte ich heute vorschlagen, als «rote Molasse» oder Vaulruz-Schichten = «molasse rouge» diejenige Abteilung oft rötlicher Mergel und grauer fester Sandsteine (Typus Vaulruz) zu bezeichnen, welche mit mancherlei faciiellen Abänderungen das normale Hangende der Melettaschiefer bilden und daher als eines der tiefsten Glieder unserer Molasseschichtserie zu gelten haben.

Die «Rote Molasse» oder Vaulruz-Schichten gehören vermutlich noch ganz dem Unterstampien an. Spätere Untersuchungen müssen zeigen, inwieweit die Vaulruz-Schichten als Leithorizont unserer Molasse zu bewerten sind.

Es kann nicht meine Aufgabe sein, Irrtümer, welche die rote Molasse oder Vaulruz-Schichten betreffen, aus früheren Arbeiten zu eliminieren, obwohl dies in den meisten Fällen sehr wohl durchführbar wäre. Nur in unserem engeren Untersuchungsgebiet möge eine speziellere Richtigstellung erfolgen:

F. J. KAUFMANN stellt die roten Mergel und hilferrartigen Sandsteine am Fuss des Lochsitenberges und der Honegg zu seiner «Rothen Molasse» und setzt sie unserer Basiszone (Melettaschiefer) gleich. Da er die Lagerungsverhältnisse am Lochsitenberg nicht genügend berücksichtigte (Lit. 60, S. 427, 450), vertrat er die Auffassung, die Zone seiner «Rothen Molasse», also unsere roten Mergel, verschmelze am Steiglenbach mit der unterstampischen Basiszone (vgl. Bl. XIII). Diese unrichtige Deutung mag ihm wohl eine der hauptsächlichsten Stützen, wenn nicht überhaupt die Veranlassung zu seiner Auffassung gewesen sein, Ralligschichten und «Rothe Molasse» gingen oft innerhalb der gleichen Zone seitlich ineinander über (l. c. S. 559). Beide Teile hielt er für gleichaltrig.

Die Untersuchung hat gezeigt, dass eine solche Verschmelzung nicht stattfindet. Die Basiszone der Bäuchlen-Serie (Melettaschichten, Ralligschichten KAUFMANNS) geht aus tektonischen Gründen südöstlich Marbach verloren. KAUFMANNS «Rothe Molasse» (= rote Mergel, s. l.) gehört ins Hangende und ist jünger.

Diese roten Mergelgesteine des Unterstampien müssen selbstverständlich von ähnlichen zum Aquitan gehörenden Gesteinen scharf unterschieden werden. In der Arbeit von H. BUSS (Lit. 19) sind mehrfach Verwechslungen vorgekommen. In der Ebene von Bulle nämlich ist in der Zone der «roten Molasse» oder Vaulruz-Schichten der Sandsteinanteil ausserordentlich gut entwickelt als sogenannter Vaulruz-Sandstein oder «Grès de Bulle». Wie anderwärts in der «roten Molasse» werden die Sandsteine auch hier von roten Mergeln und Mergelsandsteinen unterteilt, ruhen auf solchen auf und gehen in sie über.

H. BUSS konstruiert daher irrthümlicherweise eine «wenigstens vierfache» Überschiebung im Komplex der Vaulruz-Schichtgruppe, da er alle nicht in der typischen Sandsteinfazies ausgebildeten Gesteine für Aquitan hält (Lit. 19, S. 60).

Der Vaulruz-Sandstein hat eine ansehnliche Fauna von Mollusken, Fischen und Säugetieren geliefert und gehört mit Sicherheit einem eher älteren Stampien an. E. BAUMBERGER setzt ihn den Horwer-Schichten gleich (Lit. 19, S. 58). Die liegenden Melettaschichten sind bei Vaulruz nicht aufgeschlossen. Doch ist es möglich, dass das «Paket von grauen, verfädelten Mergeln und Sandsteinen», das E. RITTER (Lit. 76, S. 392) im SW von Vaulruz als einen von Forel bis zum Genfersee ziehenden Streifen erwähnt, verschuppte Melettaschichten sind. RITTER stellt diese «trotz der abweichenden Farbe» noch zur roten Molasse.

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, dass auch die «Molasse rouge» des Val d'Illeiez an gleicher stratigraphischer Stelle auftritt wie unsere rote Molasse oder Vaulruz-Schichten in der Zentralschweiz. Denn das Liegende der «Molasse rouge» wird im Val d'Illeiez ebenfalls von grauen Sedimenten

gebildet, deren Fauna (Cardien, Cyrenen, Fischschuppen) nach neuen Funden den Hilfern-Horwerschichten zu vergleichen sind und daher mit grosser Wahrscheinlichkeit das Unterstampien repräsentieren (Lit. 106).

5. Facies der Bäuchlen-Honegg-Schuppe.

Für die jüngeren Abteilungen der stampischen Schichtserie (etwa von der «roten Molasse» an aufwärts), also für die Schuttfächersedimente, nimmt man gewöhnlich limno-terrestrische Bildung an. Bis heute wurde in den betreffenden Sedimentkomplexen bei uns nirgends ein marines Fossil gefunden.

Demgegenüber zieht P. F. MUHEIM aus der weiten Verbreitung von Glaukonit und dem konstanten Auftreten von Foraminiferen in fast allen Schichtlagen den Schluss, dass sämtliche, über der unteren Meeresmolasse des östlichen Vorarlbergs auftretenden Horizonte mehr oder weniger mariner Entstehung seien (Lit. 71, S. 208).

Hiezu sei folgendes bemerkt:

FORAMINIFEREN.

Obwohl MUHEIM die meist gute Erhaltung der Foraminiferen betont (Lit. 71, S. 209), bin ich eher geneigt, Foraminiferen in den höheren Stampienbildungen als aufbereitet und eingeschwemmt zu betrachten; denn es ist unwahrscheinlich, dass diese Tiere in Gebieten so starker terrigener Detrituszufuhr, durch welche die Schuttfächersedimente ausgezeichnet sind, günstige Lebensbedingungen vorgefunden haben.

In Dünnschliffen von Sandsteinen meines Untersuchungsgebietes fand ich — und zwar in sehr verschiedenen Niveaus der Schichtserie — ebenfalls reichlich Foraminiferen. Es kommen vor:

Discocyclinen (als Fragmente),
Globotruncana cf. *appenninica* O. RENZ,
Globigerinen,
Textularien,
Rotaliden usw. (fragmentär),
ausserdem *Lithothamnien*.

Das Auftreten von *Discocyclinen*, *Globotruncana* und *Lithothamnien* beweist einwandfrei die Umlagerung. Die teilweise gute Erhaltung beruht darauf, dass die Gehäuse der umgelagerten Foraminiferen mit Gesteinsmaterial ausgefüllt und so gegen Druck und Bruch gesichert sind. Diagenetische Vorgänge (Neubildung von Calcit als Bindemittel) haben oft die Grenzen zwischen den einzelnen Kalkkomponenten verwischt, so dass bisweilen der Eindruck entsteht, die Foraminiferen seien Bestandteile des Bindemittels.

GLAUKONIT.

Glaukonit kommt in fast allen von mir gesammelten Sandsteinproben der Bäuchlen-Honegg-Serie vor, jedoch immer in relativ sehr geringer Menge. Glaukonit in Mergeln der B-H-S ist mir, soweit ich Proben daraufhin untersuchte, nicht begegnet.

Glaukonit tritt in den allermeisten Fällen als rundliche, wachsartig glänzende scharfbegrenzte Körnchen von dunkel- bis hellgrüner Farbe im Bindemittel der Sandsteine auf. (Die «schwarzen Körnchen», welche KAUFMANN bei der Beschreibung von Molassesandsteinen unseres Gebietes öfter anführt, sind kein Glaukonit, sondern stammen meist von dunklen Eruptivgemengteilen wie Augit, Hornblende usw. her.)

Glaukonit gilt allgemein als authigenes Mineral, dessen Bildung, soviel bis heute bekannt, einzig und allein in Meerwasser vor sich geht. Da ausserdem für die Bildung des Glaukonits lange Zeiträume vorausgesetzt werden (Zonen langsamer Sedimentation), so geraten wir bei dieser Frage mit so ziemlich allen unseren Vorstellungen über die Sedimentationsbedingungen der höheren Stampiensedimente in Widerspruch. Denn wollten wir auch während der Aufschüttung der Nagelfluhschuttfächer die oft-

malige Anwesenheit von Meer annehmen, so könnte ein solches, aus allen Anzeichen zu schliessen, mehr nur vom Charakter einer Seichtsee gewesen sein.

TH. ZINGG (Lit. 108, S. 39) kommt auf Grund genauer schotteranalytischer Untersuchungen zu dem Schluss, dass es sich bei unserer Nagelfluh sicher um fluviatile Bildungen handelt. Dies müssen wir auch billigerweise für die mit der Nagelfluh genetisch so eng verknüpften Sandsteinsedimente fordern. Durch Einführung des Detritus in tiefere Wasserbecken würde bei dem damit verbundenen Verlust der Transportkraft der Flüsse eine so weite flächenhafte Verteilung fluviatilen Schuttes nicht möglich gewesen sein.

Biostratigraphische Erwägungen führen R. RUTSCH ebenfalls neuestens dazu, für Teile unserer Molasse fluvioterrestrische Entstehung auf einer Schwemm- oder Festlandsebene anzunehmen (Lit. 68, S. 604). Die niedrigen Temperaturen, an welche die Entstehung des Glaukonits gebunden ist, würde schon tiefere Meeresräume voraussetzen; kalte, sauerstoffreiche Strömungen in den seichten, oft verzweigten Seebecken sind wohl nicht gut denkbar. Dabei spricht — nachdem die Foraminiferen als umgelagert gelten müssen — die Abwesenheit jeglicher mariner Fossilien auch gegen nur zeitweiliges marines Regime. Vollends wird von vorneherein die autochthone Natur des Glaukonits in Frage gestellt durch die in der Literatur immer wieder betonte Tatsache, dass Glaukonit sich niemals in Mündungsgebieten bedeutender Flüsse, welche wir nun einmal für die Schuttfächerbildung heranzuziehen haben, findet.

So liegt denn nichts näher, als den Glaukonit in unseren Molassesandsteinen als umgelagert zu betrachten, und zwar als das Aufbereitungsprodukt von glaukonitischem Gesteinsdetritus, ein Material, an welchem — wie Komponenten der Nagelfluh zeigen — das Hinterland stellenweise reich gewesen sein muss. Besonders der Umstand, dass z. B. Sandsteine der Honeggmergelzone relativ häufig Glaukonit führen, andererseits die beschriebenen Kaltbachnagelfluh durch Komponenten glaukonitreicher Eocaengesteine ausgezeichnet ist, scheint die Annahme der Glaukonitumlagerung zu stützen.

Allein auch hier ergeben sich die grössten Schwierigkeiten:

Es ist eine immer noch ungelöste, jedoch für unsere Molasse bedeutungsvolle Streitfrage, ob die Möglichkeit einer Umlagerung von Glaukonit überhaupt gegeben sei. Da Glaukonit infolge seiner Weichheit sehr bald zerrieben sein würde, ist ein Transport schon deshalb offenbar ausgeschlossen. Auch ist es schwer, aus der Literatur ein sicheres Beispiel für auf sekundärer Lagerstätte befindlichen Glaukonit namhaft zu machen. In ganz seltenen Fällen, wo von detritischem Glaukonit die Rede ist, sprechen besondere Merkmale, hervorgerufen durch die ausserordentlich leichte Verwitterbarkeit des Minerals, für eine solche Annahme (Zersetzung, Umrundung mit braunen limonitischen Substanzen). Der Glaukonit in den von uns untersuchten Proben zeigt nichts von diesen auf Transport hindeutenden Erscheinungen. In den meisten Fällen ist das Mineral von völlig frischem Aussehen, sattgrün und ohne jede Spur von randlichen Zersetzungen.

Die Entstehung des Glaukonits durch diagenetische Vorgänge fällt völlig dahin, da zur Bildung des Minerals die Anwesenheit von Sauerstoff gefordert wird (Lit. 18, S. 438). Doch könnte man an eine nachträglich erfolgte Bildung der in unseren Molassegesteinen vorhandenen Glaukonitkörner denken, wenn man annimmt, es habe während der Diagenese Wiederauflösung von in irgendeiner Form vorhandener glaukonitischer Substanz stattgefunden. Diese gelartigen Lösungen könnten durch Wanderung sich zu idiomorphen Körnern vereinigt haben.

Somit ist ein Entscheid über die Natur des Glaukonits in den Sedimenten der Bäuchlen-Honegg-Schuppe ohne speziellere Untersuchung dieser Frage nicht möglich. Ich kann mich daher nicht entschliessen, aus der Anwesenheit des Glaukonits und seiner weiten Verbreitung in der ganzen Schichtserie irgendwelche Schlüsse abzuleiten.

In tonigen Mergeln des Stampien kommen an vielen Orten jene bekannten, nierig-traubigen oder brombeerförmigen Kalkkonkretionen vor, die einen Durchmesser bis zu 4 cm erreichen können (z. B. im Drecker, ob Grossebumbach usw.). Sie sind weisslichgrau und bestehen im Innern aus völlig dichtem Kalk. Ich habe den Eindruck, als seien diese Körper diagenetisch durch Sekretionsvorgänge

entstanden. F. MUHEIM (Lit. 71, S. 226) erwähnt in diesen Gebilden Glaukonit, Schwammnadeln, Foraminiferen. Daneben, jedoch weit seltener, kommen Konkretionen von roter Limonitsubstanz in Mergeln vor, welche ebenfalls rein anorganischer Entstehung sein dürften.

ÜBER DAS VORKOMMEN VON GOLD IN DER MOLASSE.

Während alluviales Gold aus der Molasse seit langem bekannt ist und gewonnen wurde (Napf), ist dieses edle Metall in Molassegesteinen selbst bis jetzt meines Wissens nur von A. VON MOOS beobachtet worden. Ohne nähere Angaben erwähnt VON MOOS in seinen sedimentpetrographischen Untersuchungen (Lit. 70, S. 186), dass Goldkörnchen in den Schwereminerale-Fractionen vorkommen, aber «nicht sehr häufig seien».

E. GEIGER dagegen findet es befremdend, dass in 80 Sandproben von den verschiedensten thurgauischen Lokalitäten kein einziges Körnchen und Splitterchen von Gold zu entdecken gewesen sei (Lit. 37, S. 126).

In mehreren Sandsteinproben des Profils der Sidenmoosfluh (s. S. 11) fand sich Feingold in Form kleinster Blättchen, teilweise noch verwachsen mit Quarzkörnern. Die mit diesen Sandsteinen zusammen vorkommende Nagelfluh führt als Komponenten ziemlich häufig weisse, fettglänzende Kiesel, welche wohl als Gangquarze zu betrachten sind und in denen sich bei einigem Suchen möglicherweise ebenfalls Spuren von Gold finden liessen.

Vermutlich entstammt das Molassegold zerstörten Goldquarzgängen des ehemaligen Hinterlandes.

d) Spezielle Tektonik der Bächlen-Honegg-Schuppe.

Die Profilerie Tafel II zeigt, dass die Bächlen-Honegg-Schuppe eine konkordante, als Ganzes schiefgestellte Schichtmasse darstellt. Abgesehen von dem bereits geschilderten, eigentümlichen Verhalten der Streichrichtungen hat die Schuppe keine ihren Gesamtbau betreffende tektonische Störungen aufzuweisen. Kleinere Verstellungen lokaler Natur treten auf:

1. Am Südrand der B-H-S, wo diese den Schub- und Druckwirkungen der alpinen Massen unmittelbar ausgesetzt war, also an der Grenze gegen den subalpinen Flysch und die Hilfer-Schuppe.
2. Am Nordrand der B-H-S, wo sie die Druckübertragung auf die vorgelagerten dislozierten Molasse-Einheiten vermittelte und weiterleitete.
3. Im Bumbach-Sporn.

1. Südrand.

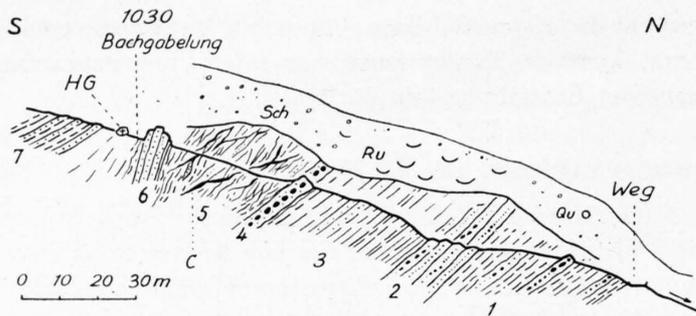
Die Störungen am S-Rand der Schuppe sind vergleichsweise geringfügig.

Steilstellung, Verquetschung und Fältelung von Schichten kommen vor: z. B. an der Grenze gegen die Hilfer-Schuppe (Taf. II, Prof. 1, 2) und im Schutzbach (Taf. II, Prof. 5; Fig. 4). Im Büetschlibach (Taf. II, Prof. 7; Fig. 3, S. 18) in der Nähe der Flyschüberschiebung beobachten wir Aufschürfung und Verbiegung und mehrmalige Verschuppung und Zerreißen von Sandstein und Mergeln. Meist fehlen jedoch gute Aufschlüsse, um die Verhältnisse an der Flyschgrenze genauer zu ermitteln.

Die Überschiebungsfläche selbst von subalpinem Flysch über die B-H-S ist nur durch einige wenige Beispiele gut belegt:

Der beste Aufschluss befindet sich bei Gustiweid südlich Bumbach im östlichen Grabenzweig auf Quote 1055 etwas unterhalb des Wegleins.

Die Schubfläche ist ausserordentlich scharf. Die Molasse (intensiv grünliche, schwach rötlich gefleckte Mergel mit etwas Sandsteinbändern) ist von Calcit förmlich durchtränkt und stark erhärtet. Besonders bei den Mergeln ist dies sehr auffällig. Die Sandsteine sind zerbrochen und auf Klüften von Calcit wieder ausgeheilt. Die Molassemergel am Kontakt sind gepresst und zerfasert. Die aufliegenden



Figur 4. — Verhältnisse im Schutzbach östlich Gustiweid (P. 1061), südlich von Bumbach.

Alpweg nach Gustiweid.

- 1 = Rote und grüne Mergel (N 73—78° E; 30—35° SE); grobe Sandsteine, lokal mit Geröllnestern.
(Grüne Quarzite und Hornsteine sehr häufig.
Gelbe und weisse Quarzite.
Kieselige Kalke und Sandsteine mit viel Glaukonit; gewöhnliche Kalke sehr selten.
Graue Granite selten.
Grobkörnige, bunte Granite.
Bunte, nummulitenführende Kalke und Breccien.)
 - 2 = Grünliche, dickbankige Sandsteine; grobkörnig, zum Teil konglomeratisch, mit spärlichen Einstreuungen von Nagelfluhgeröllen.
 - 3 = Dunkelrote Mergel.
 - 4 = Nagelfluhbank = «Kaltbach-Nagelfluh». Bindemittel und Oberfläche der Gerölle stark rot gefärbt. Gerölle meist über faustgross.
Hauptsächliche Komponenten: Foraminiferenkalke und -breccien (nummuliten- und orbitoidenführende Kalke und Kalkbreccien, glaukonitisch; exotische, granitische Breccien mit Nummuliten und Orbitoiden; Lithothamnien-Orbitoidenbreccie oft stark glaukonitisch; Lithothamnien- und Bryozoenkalke, zum Teil stark sandig brecciös und glaukonitisch.
 - 5 = Quetschzone. Gepresste, rote Mergel, durchsetzt von Calcitharnischen (C).
 - 6 = Konglomeratischer Sandstein, unregelmässig und diagonal geschichtet, steil gestellt (N 53° E; 75° SE).
 - 7 = Rötliche Mergel und Sandsteine (N 103° E; 35° S); folgt nach 20 m der subalpine Flysch.
- HG = Habkerngranit (1,5 × 1,5 × 2,0 m) östl. Zweiggraben des Schutzbaches, kurz oberhalb der Gabelungsstelle (60 m östlich P. 1061).
C = Calcit auf Kluff- und Scherflächen der Störungszone.
Ru = Rutschung.
Qu = Quelle.
Sch = Schutt und Vegetation.

Flyschmergel, von einigen sich kreuzenden Calcitadern durchzogen, zeigen wenig Spuren von mechanischer Beanspruchung, sind allenfalls etwas zerblättert.

Die von C. BURCKHARDT (Lit. 20, S. 92) beschriebene und abgebildete Kontaktstelle im Büetschlibach bei Senggenmattschwand ist heute leider durch häufige Rutschungen der Bachborde verschüttet.

Dagegen ist die unmittelbare Berührung der Molasse mit dem subalpinen Flysch im rechten Nebenbach des Schwarzbaches 500 m westlich Ober-Buchhütten gut zu sehen. Auf Quote 1165 stossen tonige, grünlich gelbbraune Honeggmergel, voll von Calcitadern, mit einer 0,5—1 m breiten Quetschzone an steile, gut geschichtete Flyschmergel (sekundäre Scher- und Schürfflächen; Calcitausfüllungen).

Hervorzuheben ist bei allen den erwähnten Stellen die im Verhältnis zu den wirksamen Kräften geringe tektonische Beeinflussung des S-Randes der B-H-S.

2. Nordrand.

Viel stärkere tektonische Einwirkungen zeigt die B-H-S an ihrem N-Rand, wo uns eine Reihe interessanter Aufschlüsse über die Verhältnisse an der Grenze gegen die vorgelagerte, jüngere Schangnau-Schuppe orientiert.

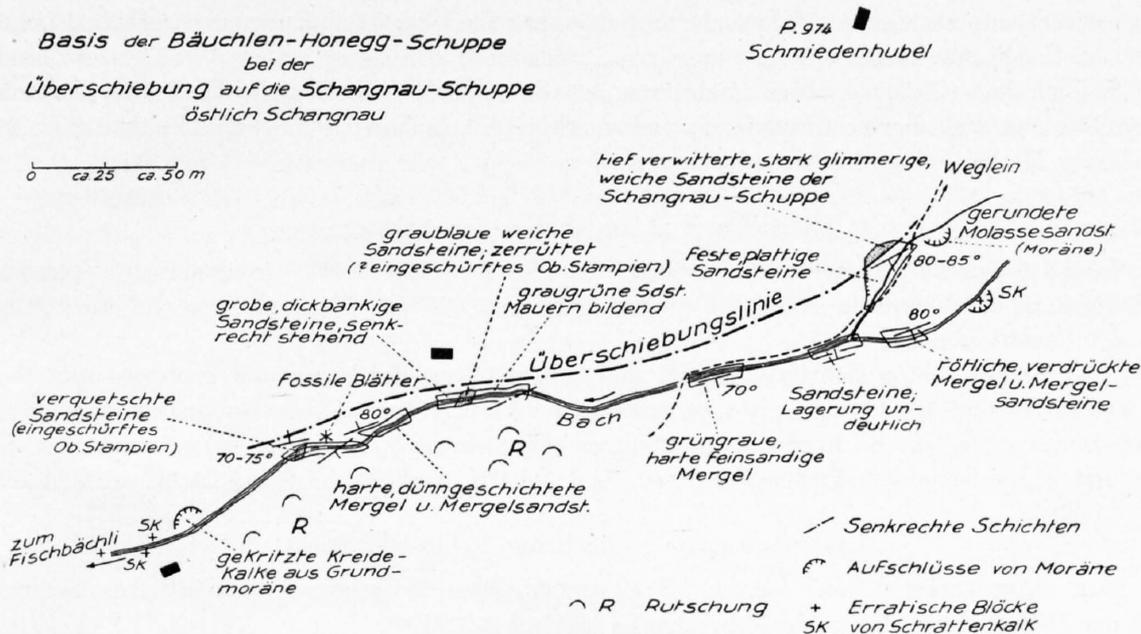
Im Steiglenbach und am Steiglenweg ist die Überschiebung nicht unmittelbar aufgeschlossen. Die ersten Aufschlüsse in den Basismergeln zeigen regelmässiges Schichtfallen (N 45 E; 40 SE).

Obwohl wir am N-Abhang des Lochsitenberges bei P. 1200 südlich Gustiweiden (2,5 km im NE von Schangnau) die B-H-S gut gegen die liegende Schangnau-Schuppe abtrennen können, d. h. einen wichtigen Anhaltspunkt über den Verlauf der Grenze erhalten, lässt sich wegen des Fehlens einer Bachrinne über die Überschiebung selbst nicht viel aussagen; vermutlich ist sie hier im wesentlichen eine einheitliche Fläche.

Erst im Talgrund von Schangnau treffen wir auf eine Reihe tiefer greifende Aufschlüsse, die kurz in der Reihenfolge von NE nach SW besprochen werden sollen.

Zufluss des Fischbächli unterhalb Magun (1 km östlich Schangnau).

Fig. 5 erläutert die geologische Situation. Wir begegnen den typischen harten Gesteinen der Vaulruz-Schichten oder roten Molasse, steil aufgerichtet, senkrecht und überkippt. Auch Verfaltungen und Verschuppungen mit den weichen Gesteinen der Schangnau-Schuppe scheinen vorzukommen. Die Aufschlüsse befinden sich in allernächster Nachbarschaft der Überschiebungsgrenze; diese selber ist, wie Figur 5 zeigt, nur südlich Schmiedenhübel direkt sichtbar.



Figur 5.

Bach nördlich Unter-Kirchbühl P. 982 (800 m südöstlich Schangnau):

Hier ist der Basalteil der B-H-S gut aufgeschlossen. Doch ist auch hier die Überschiebungsgrenze nicht freigelegt.

Die tektonischen Beeinflussungen in den Schichten der B-H-S beginnen schon oberhalb der Landstrasse, also 400 m von der Überschiebungslinie entfernt. Man trifft hier die rötlichen Gesteine der Vaulruz-Schichten unruhig gelagert und verbogen; im Bachbett stehen verscherte und zerrissene Mergelpakete an; in den Sandsteinen und der dortigen Nagelfluhbank zeigen sich kleine Verschiebungen und Verwerfungen.

Unterhalb der Strasse, gegen den Fischbach, bleibt die Lagerung gestört. Die festen Sandsteine vom Vaulruz-Typus stehen senkrecht, sind verbogen und zum Teil überkippt (N 43° E; 78° NW). Die Mergel sind oft verquetscht.

Wenig weiter im NW, etwa bei Rässmätteli-Rässhaus, setze ich die Überschiebung voraus.

Bett des Fischbächli nördlich Schönenboden und Emme (Taf. II, Prof. 9, 9 a, 10).

Schon bei Grabenweidli sind im Bach S-förmig verdrehte, zur Senkrechten sich aufbiegende Sandsteine der B-H-S zu beobachten. Von der Mündung des Färzbaches ab sind Stauchungen, Verbiegungen und Zerreißen gut sichtbar. Ebenso stellenweise am Strassenbord bei der Brücke und am Ufer der Emme zwischen Brücke und Bodenmätteli. (Das von F. J. KAUFMANN erwähnte [Lit. 60, S. 454] «schön aufgeschlossene Profil der roten Mergelmolasse» ist heute fast ganz verbaut.)

Ins Liegende dieser Schichten gehört der gleichfalls noch zur B-H-S-Basis zu stellende hohe Felsvorsprung am Emmenknie bei P. 882 (s. Taf. II, Prof. 10). Schon von der Strasse oberhalb der Säge sieht man die Molasse in einige enggepresste aufrechte Falten zusammengestaut. Diese instruktive Stelle ist schon von F. J. KAUFMANN beschrieben und abgebildet worden (Lit. 60, 452; Taf. XXI, Fig. 2). Es sind graue, plattige Sandsteine mit viel Glimmer und kohligem Pflanzenresten. Nördlich folgen zerrissene, senkrecht in Mergeln steckende oder gewundene Sandsteinpakete; diese stossen längs tektonischer Grenze an die Gesteine der Schangnau-Schuppe: schmutzig dunkelrote, erdige Mergel und kalkige Mergelsandsteine, steil südfallend.

Hier ist also die Überschiebung, besser Anschlebung der B-H-S an die Schangnau-Schuppe mit aller Deutlichkeit erkennbar. Auch an dieser Stelle des Profils (Emme) sind Lagerungsstörungen 400—500 m südlich der Schuppengrenze noch vorhanden. Es ist somit eine breite Störungs-

zone, welche hauptsächlich im Talgrund von Schangnau die Überschiebungsgrenze begleitet. Letztere quert bei P. 849 die Emme.

Südlich dieses Punktes in den Bachrinnen bei Gerbehüsi und am Südufer der Emme beobachten wir knieförmige Faltungen, steilstehende und überkippte, sehr harte Sandsteine (Vaulruz-Schichten) und bunte Mergel voller Calcitharnische.

Klösterlibach (2 km südwestlich Schangnau).

Verhältnismässig geringer sind die durch den Vorschub der B-H-S verursachten tektonischen Wirkungen im Bächlein von Klösterli, wo auf Quote ca. 990 die Überschiebung mit allen Einzelheiten aufgeschlossen ist.

Allenthalben finden sich Calcitschrott und Scherflächen. Zerrissene und gepresste rote Mergel sind von zahlreichen Rutschharnischen durchzogen; feinkörnige, harte Sandsteinbänke sind in Brocken zerrissen und verwalzt. Es finden Vermischungen von Gesteinen der beiden tektonischen Einheiten statt und kleine sekundäre Überschiebungen. Eine scharfe, einheitliche Schubfläche existiert nicht.

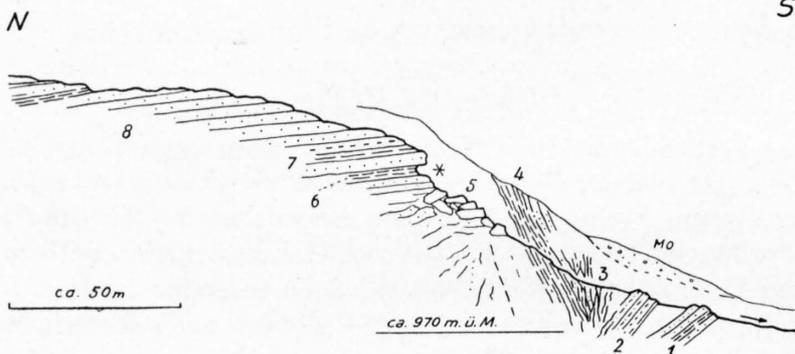
Lauterstaldenbach (südlich der Reblochschlucht).

Den südwestlichsten und letzten, aber vorzüglichsten Aufschluss der nördlichen Schuppenbasis der B-H-S bietet das wilde Tobel des Lauterstaldenbaches.

Der Überschiebungskontakt befindet sich oberhalb der Gabelung in beiden Bachzweigen etwa auf Quote 1060. Die Schichten der B-H-S sind hier aufgebäumt und überkippt. Eine Nagelfluhbank der Schangnau-Schuppe ist stark zerruschelt, die Sandsteinbänke zerbrochen, die Gesteine allenthalben von dicken Calcitadern durchsetzt. Die Steilstellung der an die Überschiebung grenzenden roten Mergel und harten Sandsteine der Vaulruz-Schichten dauert noch eine Strecke bachaufwärts an. Auch dieser Überschiebungsaufschluss zeigt gegenüber den breiten Störungszonen im Talboden von Schangnau nur einen verhältnismässig geringen Grad tektonischer Beeinflussung.

3. Tektonische Störungen im Bumbach-Sporn.

Abgesehen von den eben beschriebenen randlichen Störungen zeigt die Hauptmasse der B-H-S eine geradezu erstaunliche Gleichförmigkeit. Um so eigenartiger erscheint in dieser konkordanten Schichtserie eine tektonische Verstellung, die, obwohl nur ganz lokal, gerade deshalb der Deutung einige Schwierigkeiten bereitet.



Im Kühbach, ca. 600 m nordöstlich Bumbach und in dem östlich benachbarten Seitenbach des Bumbachgrabens beobachten wir eine lokale Verstellung und Aufrichtung der Schichten, die — so gut es mir irgend möglich war — in den Figuren 6 und 7 dargestellt sind. Die Aufschlüsse sind leider lückenhaft.

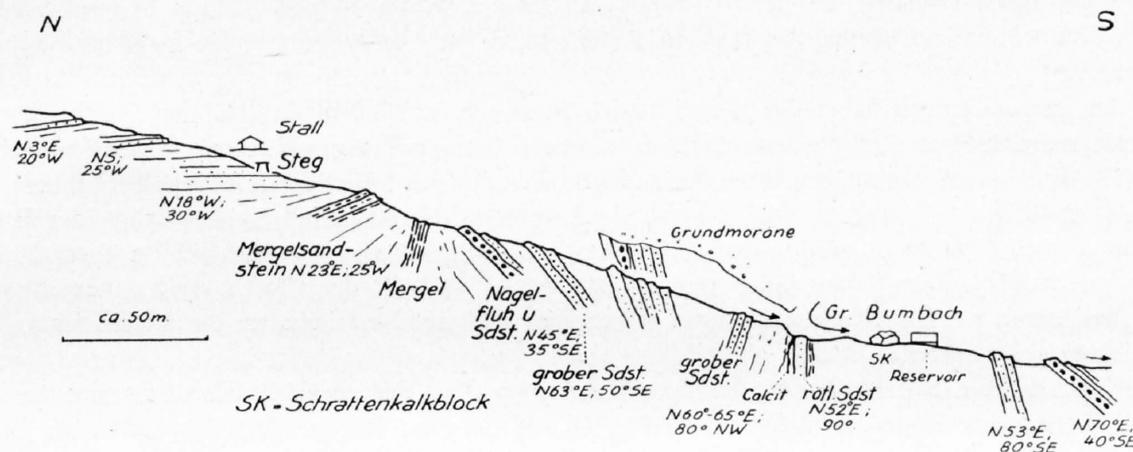
Figur 6. — Verhältnisse im Kühbach (nordöstlich Bumbach), von Bad an aufwärts.

- 1 = Grünliche Mergel und Sandsteine (N 78° E; 35° NW).
- 2 = Mergeliger Kalksandstein. Am Bachbord Grundmoräne 5 m mächtig (Mo).
- 3 = Verquetschte Mergel; ? senkrechtstehend.
- 4 = 12 m grünliche und violette Mergel mit schwärzlichen Lagen; gequetscht und verbogen (N 58° E; 65° SE), mit Knochen- und Schneckenresten.
- 5 = Etwa 15 m kein Aufschluss. Grosse Sandsteinblöcke in wirrer Lagerung.
- 6 = Grüngraue Mergel. Fundstelle von *Archaeozonites semiplanus* REUSS.
- 7 = Dickbankige grüngraue Sandsteine; Fallen etwa 8° gegen W. Mergel und Mergelsandsteine.
- 8 = Helle grünliche Sandsteine, dickbankig, zum Teil konglomeratisch, Glaukonit führend; auf etwa 100 m Erstreckung bilden sie das Bachbett; Lagerung sehr flach bis waagrecht; gegen Ende der Aufschlüsse Fallen ca. 10° gegen NE.

Die Störung wird einigermaßen verständlich, wenn wir bedenken, dass sie lokalisiert ist auf den Bumbach-Sporn. Wie die tektonische Übersicht auf Tafel II zeigt, stellt der durch alte Erosion erzeugte Bumbach-Sporn einen

tektonisch äusserst exponierten Vorsprung der B-H-S dar, der klammerartig vom subalpinen Flysch umfasst wird. Diese von SE gegen den Bumbach-Sporn gepressten Flyschmassen können sehr wohl eine schwache Abdrehung des äussersten östlichen, keilförmig in den Flysch vorstehenden Teiles bewirkt haben, welche zu einer kleinen lokalen Aufschiebung, Zusammenstauung und Überkipfung mit Aufbiegung und Hochpressung des nördlichen Flügels geführt hat.

Ein Verfolgen der Störung nach NE und SW ist nicht möglich. Doch lässt sich soviel erkennen, dass sie schief zum normalen W-E-Streichen gerichtet ist (vgl. Taf. II). Es hat weiter den Anschein, als ob die Störung gegen NE in die Luft ausstreiche; denn im Bächlein von Wäldli und auch im grossen Bach von Unter-Lochsitli selbst treffen wir immer nur konkordante, normale Lagerung. Dagegen



Figur 7. — Aufschlüsse im Nebenbach des Gr. Bumbachs zwischen Spicherweid und Wäldli, Verhältnisse von der Mündung an aufwärts.

könnte man vermuten, dass unsere Störung eine Beziehung hat zu der 600 m westsüdwestlich des Kühbachs bei Emmenmatt plötzlich erfolgenden, viel stärkeren lokalen Abbiegung der Streichrichtungen aus der W-E-Richtung nach WSW.

Doch dünken mich noch die folgenden Erwägungen angebracht: Bei mehrmaligem Besuch dieser Aufschlüsse habe ich mich nie ganz des Gedankens erwehren können, als handle es sich hier um ein viel merkwürdigeres und komplizierteres Phänomen, als oben angenommen, nämlich um die tektonisch erfolgte Schliessung einer alten Erosionsnarbe.

Wie oben (s. S. 8) bereits angedeutet wurde und später noch hervorzuheben sein wird, liegen beim Bumbach-Sporn und in der Kadhausgraben-Nische klassische Beispiele alter Erosion am Molasse-S-Rand vor (vgl. Lit. 45, S. 540).

Es scheint mir nun sehr wohl denkbar, dass vom Erosionsrand der Kadhausgraben-Nische nach SW eine kleinere Erosionskerbe (? Rinne) in den Bumbach-Sporn sich erstreckt haben kann. Die erwähnte Abdrehung des Bumbach-Sporns hätte dann nicht nur die Lücke zusammengepresst, sondern auch deren Ränder gegeneinander aufgespreizt und durch den Zusammenstau aufgerichtet (s. Tafel II, Prof. 5).

Dabei bin ich mir bewusst, dass dieser Erklärungsversuch nicht über den Wert einer Vermutung hinausgeht. Leider lässt gerade hier die Genauigkeit von Siegfriedblatt Schangnau stellenweise zu wünschen übrig, und es ist nicht ausgeschlossen, dass eine Kartierung auf besserer Unterlage zu einer befriedigenderen Abklärung führen kann, als dies heute möglich ist.

Anhangsweise möchte ich noch auf einige andere, aber noch unbedeutendere Anomalien hinweisen:

Als grosse Seltenheit in der Molasse treffen wir einen Bruch am N-Abhang der Honegg beim Abstieg durch die steile Rinne unterhalb P. 1502. Sinn und Betrag der Verwerfung sind jedoch nicht feststellbar. Es ist bezeichnend, dass dieser Bruch dort erscheint, wo die Nagelfluh sehr stark entwickelt ist (vgl. Lit. 33, S. 38).

Kleinste Brüche beobachtet man sodann in den Waldbächen von Schwendeli südlich Bumbach. Eine kleine eigentümliche Störung treffen wir im Ramgraben (Grenzbach westlich Ziegel-speicher) auf Kurve 1200, ferner im Schwarzbach auf Kurve ca. 945.

e) Alte Erosion am Südrand der Bächlen-Honegg-Schuppe.

Ein Blick auf die tektonische Übersicht Tafel II und auf Tafel III demonstriert in augenfälliger Weise, dass die Abteilung der Honegg-Mergel, der Honegg-Nagelfluh und ein grosser Teil der Uerscheli-Serie im Streichen gegen E abgeschnitten wird. Im Streichen stossen wir auf den subalpinen Flysch.

Dass dieses Verhalten zweifelsfrei durch alte Erosion in der Molasse bedingt ist, wurde schon mehrfach erwähnt und beschrieben (Lit. 43, S. 668; 45, S. 540), so dass nur wenig mehr hinzuzufügen bleibt.

Im ganzen gingen dabei der B-H-S östlich Bumbach ca. 1700 m an Sediment verloren. Das Querabgeschnittensein der Molasseschichten — von ARNOLD HEIM als Amputation bezeichnet (Lit. 52, S. 74) — ist am eindrucklichsten nördlich Sädel (1,3 km östlich Bumbach) zu beobachten, wo in der westlichsten Bachrinne das diskordante Anstossen der Nagelfluh-Sandsteinzüge der B-H-S an den Flysch zwar nicht unmittelbar aufgeschlossen, doch mit aller Deutlichkeit im Gelände festzustellen ist. Die Nagelfluhen fallen mit 25—30° direkt nach S, der Flysch steht senkrecht oder fällt steil gegen E. Die Streichrichtungen stehen also senkrecht aufeinander; der Flysch ist an den Erosionsrand angestaut.

Über die Beschaffenheit alter Erosionsränder nach der Tiefe zu lässt sich wenig Sicheres aussagen. Vermutlich werden sie stellenweise sehr steil und tief sein, dann wieder flacher abfallen. Wahrscheinlich liegen die meisten alten Erosionsränder der Molasse heute unter Flysch oder anderen tektonischen Einheiten begraben. Daher sind alte Erosionserscheinungen am ehesten dort zu beobachten, wo am S-Rand die Molasseschuppen flach südlich fallen oder sogar horizontal liegen.

So entzieht sich der im oberen Emmental östlich Bumbach so deutlich nachweisbare alte Erosionsrand nach NE zu bald unserer Beobachtung. Doch vertrete ich die Ansicht, dass er sich in irgendeiner Form unter der Hilfern-Schuppe weiter gegen NE fortsetzt ins Entlebuch, wo er wahrscheinlich südlich der Farneren und an der Gstellfluh wieder zum Vorschein kommt (s. Lit. 69, Prof. 7—10).

Zum Schlusse möchte ich hier kurz auf eine wie mir scheint dem Bumbach-Sporn analoge Bildung hinweisen, nämlich auf den Sporn des Spitzberg im Wäggital. Die dortigen Verhältnisse, die mit den unsrigen östlich Bumbach eine auffallende Ähnlichkeit besitzen, sind von ARNOLD HEIM in anschaulicher Weise beschrieben und abgebildet worden (Lit. 52, S. 74—76). Vgl. auch die geologische Wäggitaler Karte (Lit. 88).

III. Schangnau-Schuppe.

a) Verbreitung, Gesteine, Fossilführung.

Die Schangnau-Schuppe wurde erstmalig als eine selbständige tektonische Molasseeinheit im Kartengebiet von Schangnau unterschieden, und zwar gestützt auf die unten noch näher zu besprechenden Fossilfunde (vgl. Lit. 43, S. 668; 45, S. 543).

Sie zieht als eine 500—600 m breite Zone von NE her durch die Talniederung von Schangnau, streicht südöstlich der Emme in den Fuss der Honegg und hinauf zur schmalen Lücke zwischen Honegg und Sattel, welche die Wasserscheide zum Flussgebiet des Röthenbaches bildet. Die Zone wird auf grosse Strecken verhüllt durch Quartärbildungen, doch bieten sich meist in den Bachrinnen gute, zum Teil sogar vorzügliche Aufschlüsse. Ich nenne folgende:

Steiglenstrasse bei Marbach (Lit. 45, S. 528), Quellrinnen des Fischbächli bei Tannigaden-Saler (700 m nordöstlich Schangnau), nähere Umgebung von Schangnau selbst (Kirchhügel; vgl. Lit. 43,

S. 525); im WSW von Schangnau die Bäche von Gäbscheli und Klösterli, Lauterstaldenbach und Hombach, Steinmöslfluh. Ausserdem stehen Gesteine der Schangnau-Schuppe in grösserer Ausdehnung an im NE von Schangnau: auf der Wasserscheide bei Wald, um Marchweiden und bei Gustiweiden. Die Eintragung auf der Karte erfolgte oft erst auf Grund zahlreicher kleiner Handgrabungen (Tiefe 50—75 cm).

Gesteine.

Das bezeichnendste Gestein sind mürbe, oft grobe granitische Knauersandsteine, schmutzig grünlich, blaugrau, bisweilen mit schöner Kreuzschichtung (Hombach, auf Kurve ca. 1030). Die Sandsteine verwittern leicht und tiefgründig (sogenannte Sandmutte) und erzeugen sowohl in Bachbetten als auch im grossen, d. h. morphologisch bei Geländeoberflächen runde, buckelige Formen. Nur ganz selten zeigen die Sandsteine Anklänge an die härteren und kompakteren Sandsteine der B-H-S. Gewöhnlich blättern sie in schuppigen Krusten ab, sind schlecht geschichtet, massig, und ihre Kanten sind stets abgestumpft.

Die Mergel der Schangnau-Schuppe unterscheiden sich nicht viel von denen im höheren Teil der B-H-S. Sie sind häufig intensiv grün, schmutzig gelbgrün, auch rötlich usw. und gescheckt.

Nagelfluh tritt fast überall mit Sandsteinen zusammen auf. Sie ist bunt und oft in der Zusammensetzung wechselnd, bisweilen auch ziemlich reich an Kalken. Rote, besonders auch grüne Granite und Granitporphyre kommen nicht allzu selten vor. Besonders treten weisse und auch grüne Quarzite hervor; sehr auffällig sind blutrote Radiolarite. Die Nagelfluh unterscheidet sich von der Honegg-Nagelfluh durch geringere Verfestigung; das Bindemittel verwittert leicht, so dass die Gerölle herausfallen. Sehr häufig sind auch nur Geröllschnüre im Sandstein; konglomeratische Sandsteine leiten zur Nagelfluh über.

Im ganzen zeigen die Gesteine äusserlich eine weit grössere Ähnlichkeit mit den Schichten der Aquitan-Zone (s. unten) als mit denen der hangenden B-H-S.

Fossilfunde.

Für die Ausscheidung des Schangnau-Komplexes als eine selbständige, neue tektonische Einheit sind in allererster Linie paläontologische Gründe massgebend gewesen.

Im Hombach, ca. 3,2 km südwestlich Schangnau, konnte ich am linken Ufer des Baches auf Kurve ca. 990 folgende Fauna nachweisen, die Herr Dr. H. G. STEHLIN in freundlicher Weise bestimmte:

Issiodoromys spec.
Archaeomys spec.
Eomys Zitteli.
Cricetodon spec. nov.
Plesiomithus promyaron SCHAUB.
Myoxide.
Sciurus spec.
Caenotherium spec.

Nach Herrn Dr. STEHLIN ist diese Fauna bezeichnend für das jüngere Stampien.

Ausserdem fanden sich an derselben Stelle (Bestimmungen von E. BAUMBERGER):

Plebecula Ramondi BRGT., 2 Exemplare; Verbreitung: Oberstampien.

Cepaea rugulosa ZIETEN, mehrere Exemplare; Verbreitung: Stampien und Aquitanien.

Galactochylus spec., 1 Stück; spezifisch nicht bestimmbar.

Die Fundschicht liegt in einem grünlichgrauen Mergel, der gegen das Liegende in einen weichen Mergelsandstein übergeht. Im Hangenden der Fossilschicht folgt ein Nagelfluhlager, unter dessen nuss- bis eigrossen Geröllen auffallend viel weisse Quarzite auftreten; kristalline Komponenten sind spärlich. Über der Nagelfluh treffen wir bachaufwärts grünliche, innen bläulichgraue, grobe granitische Sandsteine. Die Lagerung ist an dieser Stelle N 65° E; 45—50° SE.

An der Steiglenstrasse (Lit. 45, S. 528) lieferte ein Fundpunkt ebenfalls eine kleine Schneckenfauna, darunter

Cepaea rugulosa ZIETEN.

Das durch diese Funde belegte Auftreten einer oberstampischen Schichtfolge im Liegenden der zum Teil noch unterstampischen Bächlen-Honegg-Basis lässt sich nur durch die Annahme einer tektonisch verschürften Molassemasse erklären, die wir als Schangnau-Schuppe bezeichnet haben (Lit. 43, S. 668).

b) Tektonisches.

Im Gegensatz zu der in der Hauptsache steifen und einheitlich fallenden Schichtmasse der B-H-S stellt die Schangnau-Schuppe einen zwar im allgemeinen südfallenden Schichtkomplex dar, dessen Lagerung aber vielen lokalen Störungen unterworfen ist. Das Einfallen wechselt sehr; senkrechte und überkippte Schichtstellung und Stauchungen sind nichts Seltenes.

Speziell in unserem Kartengebiet kann die Schangnau-Schuppe nahezu auf ihrer ganzen etwa 0,5 km betragenden Breite als eine Quetschzone bezeichnet werden. Dabei nehme ich an, dass in Analogie zur B-H-S auch in der Schangnau-Schuppe die nördlichsten Schichten die ältesten, die südlichsten die jüngsten seien.

Sprechen schon die paläontologischen Beweise eindeutig für die Abtrennung der Schangnau-Schuppe von der unterstampischen B-H-S-Basis, so wird dies auch durch die tektonischen und lithologischen Feststellungen durchaus bestätigt.

Die S-Grenze der Schuppe ist durch die Überschiebung der B-H-S gegeben. Das Vorhandensein einer tektonischen Grenze am Fuss des Lochsitenberges und der Honegg wurde bereits bei der Besprechung des N-Randes der B-H-S (s. S. 30) festgestellt und ihr Verlauf in den verschiedenen Aufschlüssen genauer festgelegt.

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass nicht bloss die basalen Schichten der B-H-S, sondern auch die angrenzenden Partien der Schangnau-Schuppe in der Nähe der Überschiebungsfäche äusserst heftige, von Scherflächen durchsetzte Verquetschungen und Stauchungen aufweisen.

Ausserdem ist die tektonische Grenze durch eine deutliche Verschiedenheit der sie begleitenden Gesteine gut erkennbar, und hier ist es von Interesse, darauf hinzuweisen, dass schon BERNHARD STUDER an der Honegg diesen Unterschied hervorgehoben hat. Doch glaubt er, einen «Formationsunterschied» oder eine tektonische «Trennung» hier nicht annehmen zu dürfen (Lit. 101, S. 57), obwohl er die härteren Schichten der B-H-S-Basis für älter hält als ihr Liegendes.

Immerhin scheint B. STUDER doch etwa mit dem Gedanken an Überschiebungen in der Molasse umgegangen zu sein. Er spricht ihn nur deshalb nicht aus, weil er ihm zu gewagt erschien und er auf Grund seiner Beobachtungen keine genügende Bestätigung für eine solche Ansicht zu erblicken vermochte. Er schreibt (Lit. 101, Vorrede S. XXX):

«Wenn man, ohne sich genauer umzusehen, aus den niedrigeren Gegenden des Molassegebiets in die rauhern Täler der höhern Sandsteingebirge tritt, so glaubt man zuverlässig sich mitten in einer ganz verschiedenen, sehr viel ältern Formation zu befinden: die grosse Festigkeit des Steins, den man oft für dichten Kalk, oder Kieselschiefer halten könnte, die starke, vom Grunde der Thäler bis auf die höchsten Rücken gleichförmige Neigung der Schichten, das Schroffe aller Formen, und die ausgedehnten, wild aufgerissenen Felsen, geben jedem Handstück, wie dem ganzen Gebirge einen Charakter, der mit demjenigen der Molasse im grellsten Widerspruch steht.»

Und später (l. c. S. 59) bemerkt er zusammenfassend im Anschluss an die Besprechung der Bächlen-Honegg-Blumen-Zone:

«Die Auflagerung von Gebirgsarten, die einen so ausgezeichnet ältern Charakter tragen, wie die Sandsteine und Conglomerate der Bächlen, auf eine Formation, die wir sonst, ihres lockern Zusammenhalts wegen, zu den allerjüngsten zählen, und die grosse Ähnlichkeit jener Gebirgsarten mit den Sandsteinen, die, theils in ganz ähnlichen topographischen Verhältnissen, im Gurnigel und in

den Schweinsbergen, theils in innern Alpenthälern, im Siebenthal, Habkerenthal, gefunden werden, ist indess allerdings eine der räthselhaftesten Erscheinungen in der Geognosie.»

Die N-Grenze der Schangnau-Schuppe wird von der Emme an gegen SW durch den S-Rand der miocaenen Nagelfluh gebildet. Nordöstlich der Emme ist die N-Grenze der Schangnau-Schuppe noch sehr unsicher. Möglicherweise stösst sie hier nicht direkt an das Miocaen, sondern an einen Streifen von Aquitanien, der von der Emme gegen NE sich zwischen Schangnau-Schuppe und Miocaen einschiebt und aus dem von Marbach an nach NE die breite Aquitan-Zone der Mittel- und Ostschweiz hervorgeht.

Für F. J. KAUFMANN gehörte unsere als Schangnau-Schuppe unterschiedene Schichtfolge zum N-Schenkel einer isoklinal gefalteten Antiklinale, die er von der Entlen bis zur Zulg glaubte verfolgen zu können. Die die Grenze zwischen B-H-S- und Schangnau-Schuppe bildende Überschiebung blieb KAUFMANN unbekannt; offenbar dachte er mehr nur an eine starke Pressung innerhalb der Kernschichten seiner Antiklinale. Die Übertragung des von KAUFMANN weiter im E (bei Luzern) aufgestellten Schemas auf die Gegend von Schangnau hat KAUFMANN, wie oben (S. 26) schon angedeutet, zu irrthümlichen Auffassungen über die Alterszuteilung derjenigen Molassezonen geführt, die er wegen ihrer vermeintlich gleichen tektonischen Stellung — als Kernschichten einer Antiklinale — auch für gleichaltrig hält (Lit. 60, S. 576).

Erwähnung verdient an dieser Stelle, dass A. ROTHPLETZ (Lit. 78, S. 112; Taf. IV, Fig. 5), der wohl überhaupt als erster (1908) eine Überschiebung innerhalb der schweizerischen Molasse angenommen hat, dazu KAUFMANN'S Profil durch die Honegg (Lit. 60, Taf. XXX, Fig. 1) wählte. ROTHPLETZ zeichnet, ohne die Gegend je besucht zu haben, an ungefähr der richtigen Stelle eine Schubfläche ein, die er Gurnigel-N-Überschiebung nennt, weil er sie — allerdings zu Unrecht — mit der im Gurnigelgebiet beobachtbaren Störung zusammenhängt.

Im NE von Schangnau treffen wir die Schangnau-Schuppe zunächst in guten Aufschlüssen an der Steiglenstrasse (Lit. 45, S. 528), sodann im Steiglenbach selbst bei Rohreggli und im hohen Anriss bei der kleinen Kapelle (Lourdes-Grotte) (vgl. Prof. 2, Taf. II). Ferner stelle ich die Aufschlüsse bei Nüchtern und Stockweidli (ca. 1 km nordöstlich Marbach) gleichfalls noch hierher, während die Schichten im Kadelbach und westlich Schufelbühlweid am Ausgang des Hilferntobels nicht mehr der Schangnau-Schuppe, sondern eher der Aquitan-Zone anzugehören scheinen.

Die sichere Abgrenzung und der weitere Verlauf der Schangnau-Schuppe im NE des Steiglenbaches ist heute noch unbekannt. Es ist möglich, dass sie nordöstlich Marbach zwischen Aquitan-Zone und B-H-S auskeilt und unter letzterer verschwindet (vgl. Lit. 44, Fig. S. 513), d. h. in ihrem Verlauf nach NE von der Schubmasse der B-H-S überfahren wird. Für eine solche Annahme sprechen die östlich Marbach gemessenen Streichrichtungen. Jedoch ist die Lagerung zwischen Steiglenbach und Hilfern besonders kompliziert und gestört.

Es wird sodann auch zu prüfen sein, ob nicht noch weiter im NE, d. h. im Entlebuch und am S-Rand der Aquitan-Zone, Äquivalente der Schangnau-Schuppe auftreten, die bisher zum Aquitanien gestellt wurden, weil eine Existenz der Schangnau-Schuppe noch nicht bekannt war. H. FRÖHLICHER lässt freilich die Bäuchlen-Schuppe direkt an die Aquitan-Zone stossen. Eine Nachprüfung wäre aber doch empfehlenswert, um so mehr, als z. B. FRÖHLICHER'S Profil 9 (Lit. 33, Taf. I) im südlichen Teil des Aquitanien Störungsflächen angibt.

In diesem Zusammenhange sei auf folgendes hingewiesen:

Vorausgehend (S. 36) wurde von der kleinen Schneckenfauna gesprochen, die in Mergeln der stampischen Schangnau-Schuppe an der Steiglenstrasse vorkommen.

Es ist nun von Interesse, dass H. FRÖHLICHER ca. 7 km weiter im NE, im Schwendlengraben, gleichfalls Schnecken fand, die Fundschicht aber dem südlichen Teil seiner Aquitan-Zone zuzählt.

Anlässlich der Bestimmung meiner Funde von der Steiglenstrasse schrieb mir Dr. BAUMBERGER: «Die Funde am Steiglenweg besitzen das Gepräge derjenigen vom Schwendlengraben südöstlich Escholzmatt (Aquitanien). Mit diesem Hinweis ist aber die Gleichaltrigkeit der verglichenen Fundstellen nicht bewiesen.»

Wenn Herr BAUMBERGER eine Gleichaltrigkeit auch nicht für bewiesen hält, so könnte — angesichts des gleichen Gepräges der Funde — eine solche doch vorliegen, und da die Schichten am Steiglenbach der oberstampischen Schangnau-Schuppe angehören, könnte es sich bei den Schichten im Schwendlengraben gleichfalls um Oberstampien handeln; man hätte es mit der NE-Fortsetzung der Schangnau-Schuppe zu tun. Spätere Untersuchungen werden diese Möglichkeit zu prüfen haben, wie überhaupt die Frage, ob nicht im südlichen Teil der sogenannten Aquitan-Zone lithologisch ähnliche, aber oberstampische Schichtpakete vorkommen. Dass der Bau der Aquitan-Zone viele Komplikationen aufweist, wird unten noch zu erörtern sein.

c) Fortsetzung der Schangnau-Schuppe.

Gegen SW lässt sich die Schangnau-Schuppe gut verfolgen in die abgelegenen Waldgebiete des Schallenberg-Hochwaldes im Quellgebiet des Röthenbaches. Hier erlangt die Schuppe zugleich ihre grösste Entwicklung. Im Bett des Röthenbaches und in seinen zahlreichen Zuflüssen sind die für die Schangnau-Schuppe so typischen Gesteine vorzüglich aufgeschlossen und zeigen mannigfache Faltungen und Störungen. Weiter verfolgte ich die Schangnau-Schuppe über Südernlinden und Ober-Langenegg hinab ins Bett der Zulg.

In guten Aufschlüssen treffen wir die Zone an den Ufern der tiefeingeschnittenen Zulg selbst und in ihren Nebenbächen: im Hirsigraben, im Graben südlich Loch und im Schulhausbach nördlich Buchen. Die Lagerung ist sehr wechselnd und oft gestört. Wie in Schangnau, sind es in der Hauptsache weiche grobkörnige Sandsteine, die leicht und mit den charakteristischen schaligen Krusten verwittern; daneben auch lockere, sehr bunte Nagelfluh und rote sandige Mergel (Zulg südlich Unter-Langenegg).

Morphologisch verrät sich hier, wie auch sonst (z. B. zwischen Schangnau und Wald), die Schangnau-Schuppe durch ihre sanften, welligen Geländeformen. Über den von Gesteinen der Schangnau-Schuppe gebildeten, schwach ansteigenden, mit Matten bedeckten Uferhängen der Zulg bei «Unter der Fluh» und Zulghalden bilden die harten Nagelfluhen und Sandsteine der Basis der Honegg-Blumen-Schuppe eine schroffe Geländestufe: die langhinziehende Felswand der Trimmlenfluh.

Hier im unteren Zulgtal ist die Breite der Schangnau-Schuppe viel geringer als oben im Röthenbachgebiet; sie würde einen schmalen Streifen am NNW-Rand der von P. BECK (Lit. 15, 16) und R. RUTSCH (Lit. 85, Taf. III) als eine einheitliche Masse aufgefassten Blumen-Schuppe ausmachen.

Westlich der Aare zeigen die Schichten des als Oberstampien (Lit. 39, S. 39; Lit. 85, S. 18) bestimmten Molassekomplexes südlich der Giebelegg (Eisgraben, Rüti) völlige lithologische Übereinstimmung mit den Gesteinen unserer Schangnau-Schuppe. Doch lässt sich, wie wir später sehen werden, wohl keine direkte Parallelisation der Molasseeinheiten östlich und westlich der Aare vornehmen. P. BECK (Lit. 16, S. 319) und R. RUTSCH (Lit. 85, S. 18, Taf. II) fassen allerdings den Schichtkomplex südlich Gurzelen als westliche Fortsetzung der Blumen-Schuppe auf, was mir nicht erwiesen zu sein scheint. Erst künftige Detailstudien werden hier eine Abklärung bringen.

d) Facielles.

Es könnte auf den ersten Blick befremden, dass die oberstampischen Gesteine der Schangnau-Schuppe lithologisch so merklich verschieden sind von den gleichfalls als oberstampisch betrachteten Gliedern der Honegg-Blumen-Schuppe. Dafür lässt sich die gleiche Erklärung geben, die wir früher für die Guntener Nagelfluh und deren Verhältnis zur Aquitan-Zone geltend gemacht haben (s. S. 24): Die Ablagerung in den ehemals alpenfernen Gebieten (Schangnau-Schuppe, Aquitan-Zone) erfolgte unter wesentlich anderen Bedingungen als in den alpennahen Sedimentationsbereichen. Der spätere beträchtliche Zusammenschub bewirkte, dass ehemals weit auseinanderliegende, faciel verschiedene, aber gleichaltrige Gebietsteile als tektonische Einheiten heute nahe hintereinander folgen.

B. Aquitan-Zone.

Auf Karten und Profilen habe ich von der Emme gegen NE zu ein schmales Band von Gesteinen als Aquitan-Zone ausgeschieden. Diese Abtrennung geschah zum grossen Teil wegen der lithologischen Übereinstimmung mit der Aquitan-Zone des Entlebachs.

Die Aufschlüsse bei Schangnau nordwestlich der Landstrasse beim Gehöfte Berg, besonders auch diejenigen im Bächlein bei Winkel (700 m südwestlich Schangnau) scheinen mir dem Aussehen nach entschieden für Aquitanien zu sprechen. Leider sind gerade in dieser fraglichen Zone die Aufschlüsse die weitaus mangelhaftesten des ganzen Untersuchungsgebietes.

Der Komplex besteht zumeist aus lockeren granitischen Knauer-Sandsteinen in verschiedenen Abänderungen: bald fein, bald gröber und konglomeratisch. Ihre Farbe ist meist grünlich-grau, auch bläulichgrau und rötlichweiss.

Hervorzuheben sind rote und grüne Quarzpartikel, die bisweilen häufige Einstreuungen in den Sandsteinen bilden. Die roten Feldspäte sind wie in den meisten granitischen Sandsteinen oft zersetzt und ausgebleicht. Ausserdem scheinen die Sandsteine unserer Aquitan-Zone noch um einiges weicher und granitischer als diejenigen der Schangnau-Schuppe.

Besonders sei ein Sandstein erwähnt, der grob, von weisslicher Farbe, sehr quarzreich, tiefgründig verwittert. Das Gestein ist ausgezeichnet dadurch, dass es beträchtliche Mengen Muskovit in grossen, glänzenden Blättchen führt und so wenig verfestigt ist, dass es in einen reinlichen hellen Sand zerfällt (? Strandsandbildung). Ein derartiger Aufschluss befindet sich im Bachgraben beim Hofe Tannigaden, zwischen Schangnau und Wald. Es ist eine kleine Grube angelegt, wo das Material von den Anwohnern gewonnen wird und wohl vornehmlich zu Scheuerzwecken Verwendung findet.

Ausser Sandsteinen und bunten, oft rötlich geflammten Mergeln tritt in dieser Zone sporadisch Nagelfluh auf, sehr bunt mit viel farbigem Kristallin in wenig kompakten Lagern und Schnüren.

Als weiteres Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Schichten der Schangnau-Schuppe kann das häufige Auftreten rötlich- und gelblichbrauner, bald mehr, bald weniger reiner Süsswasserkalke betrachtet werden. In einem der Schiffe fand sich ein kleiner *Gastropode*.

Sichere Aquitangesteine treffen wir nur wenig nördlich ausserhalb des Gebietes westlich Marbach, wo Aquitanien in typischer Ausbildung verschiedentlich gut aufgeschlossen ist (Lit. 64, S. 9; 45, S. 524). Hier bildet das Aquitanien das normale Liegende des Miocæn. Durchgehend herrscht konkordante Lagerung. Das Einfallen richtet sich westlich Marbach 25—30° gegen WSW.

Die Fossilführung ist äusserst spärlich. Trotz vielen Suchens konnten ausser einem unbestimmbaren Knochenfragment (in Mergel-Sandsteinlagen mit Süsswasserkalk-Knollen bei Winkel — s. S. 42, Fig. 8, Nr. 12) und Spuren von Schnecken (in schwärzlichen Mergeln bei Schächli — s. S. 42, Fig. 9, Nr. 17) keine faunistischen Belege beigebracht werden. Irgendeine paläontologische Altersbestimmung lässt sich also nicht vornehmen. Die Zuweisung zur Aquitan-Zone geschieht — wie erwähnt — hauptsächlich aus lithologischen Gründen und daher mit allem Vorbehalt.

Bekanntermassen ist es ganz allgemein in der Aquitan-Zone mit paläontologischen Beweisen recht dürftig bestellt, und wir treffen erst 70 km im NE von Schangnau-Marbach, bei Greit am Hohen Rhonen eine Fundstelle, die mit Sicherheit als dem Aquitanien zugehörig betrachtet werden darf (Lit. 95, S. 363; 99, S. 185).

Die Lagerung unserer fraglichen Aquitan-Zone ist — soweit beobachtbar — sehr gestört; die Schichten sind steil aufgerichtet und fallen vorherrschend nach Nordwesten.

Entsprechend dem Auskeilen nach SW zu wäre unsere Aquitan-Zone, ähnlich der Schangnau-Schuppe, eine Art Quetschzone; tektonisch nimmt sie jedoch eine ganz andere Stellung ein als die antiklinal gebaute, der Zone der gefalteten Molasse angehörende breite Aquitan-Zone der Mittelschweiz, mit der unsere Aquitan-Zone erst weiter im NE (bei Marbach) zusammenfliesst.

Mittelländische Molasse.

Die steilstehenden und überschobenen Zonen der subalpinen Molasse stossen längs einer NE-SW verlaufenden Linie, hart nordöstlich Schangnau, an den Südrand des Miocaens (vgl. Taf. II, Prof. 7 bis 13). An dieser Grenze beginnt in unserem Abschnitt bereits in geringer Entfernung vom Alpenrand die Molasse des schweizerischen Mittellandes.

a) Miocaene Nagelfluh.

Gesteine.

Über die Gesteine der miocaenen Nagelfluh auf Blatt Schangnau kann ich mich kurz fassen. Nach den eingehenden Untersuchungen von W. LIECHTI (Lit. 64) stellt das Miocæn als Ganzes eine in unserem Gebiet nicht näher zu gliedernde, einheitliche Nagelfluhmasse dar, die schwach geschichtete, mächtige Lager bildet und nur hie und da von äusserst spärlichen Sandstein- und Mergel-Einlagerungen durchsetzt ist.

Die Nagelfluh ist durchwegs bunt, unterscheidet sich jedoch in jeder Hinsicht von den bunten Nagelfluhen der B-H-S- und Schangnau-Schuppe. In der Gesamtfarbe erscheint die miocaene Nagelfluh gelbbraun, ihr Bindemittel meist rötlich. Durch ihre Häufigkeit treten vor allem wachs- bis ledergelbe, ausserordentlich gut gerundete Quarzite hervor, die, nach der dunkler gefärbten Rindenzone zu schliessen, sich womöglich nicht insgesamt auf primärer Lagerstätte befinden dürften. Die grössten Gerölle trifft man am Rebloch und an der Steinmöslifluh. Hier mass ich gelegentlich ellipsoidische Komponenten mit einem grössten Durchmesser von 1—1,2 m.

Tektonisch zerbrochene und zerdrückte Gerölle, deren Risse nachträglich durch Calcit wieder zusammengeheilt sind, ferner tektonische Schrammung und Glättung von Nagelfluhgeröllen beobachtet man weitaus am häufigsten und schönsten bei Schächli und Winkel südwestlich Schangnau.

Im übrigen verweise ich auf die Arbeit von W. LIECHTI (Lit. 64). Den Angaben dieses Autors habe ich — die Nagelfluh betreffend — kaum etwas hinzuzufügen.

Sandstein und Mergel.

Selten finden wir als rasch auskeilende Schmitzen hin und wieder in der Nagelfluh Sandsteine eingelagert. Sie sind immer gelblich-rötlich, wenig fest und, wo sie auftreten, meist durch Übergänge mit mergeligen Sandsteinen und Mergeln verknüpft.

Die Mergel sind von rotgelber, dunkelroter oder schmutzig gelblicher Farbe, oft fleckig, mürbe und sandig, seltener tonig. Als ganz lokale Bildung traf ich einen tief rostroten Mergel am Oberrand der Steinmöslifluh südöstlich P. 1174. Er enthält viele grössere Quarzkörner und kleine Geröllchen, welche diagenetische Streifung aufweisen. Meist um die Geröllchen herum, aber auch sonst unregelmässig als Flecken im Gestein erscheint der rote Mergel grün gefärbt. Die Bildung stellt dem Aussehen nach einen verschwemmten Laterit dar.

Ähnliche Entfärbungen oder Ausbleichungserscheinungen lassen sich auch an anderen Stellen (z. B. in dem bei P. 1174 durchfliessenden Graben) beobachten, am häufigsten bei rötlichen bis dunkelroten Mergeln. Die Entfärbungen gehen meist von Geröllen aus und greifen mit grün und vitriolblauen Farben hofartig um sich. Es handelt sich um einen vermutlich sehr intensiven chemischen Vorgang, welcher kristalline Gesteine, selbst Quarzite total zu verändern, blass weiss und grünlich zu färben und mürbe und zerreiblich zu machen und zu zersetzen vermag. Die Veränderung dringt meist vom Hangenden gegen das Liegende vor.

Diese Erscheinungen erinnern ganz an die grüingefärbten fleckigen Ausbleichungen und Entfärbungen, wie sie häufig in Schichten des Rotliegenden und des Buntsandstein aufzutreten pflegen.

Sandstein-Mergel-Einlagerungen — aber immer nur lokaler Art — trifft man z. B. im Färzbach, oberhalb des Steges im Bach bei Glückli (800 m westlich Schangnau), bei Winkel, bei Schächli (Einlagerung von mehreren Meter mächtigen, gutgeschichteten roten Mergeln) und besonders an der Strasse

und in den Bächen zwischen Knubelhüttli und Steinmösli-fluh. Hier im höchsten Teil der in unserem Gebiet auftretenden Miocæn-Serie werden die Einlagerungen von Mergeln und Sandsteinen häufiger. An den letztgenannten Lokalitäten beobachtet man verschiedentlich bis 4 m mächtige, etwas unregelmässige Einschaltungen eines gelblichen, bisweilen plattigen Sandsteins zusammen mit sandigen, dunkelroten und gelbbraunen Mergeln.

Süsswasserkalk.

Bei Vorder Fluh, im NNE von Schangnau, sind in den höheren Partien der Bachrinne von Sieberslehn an mehrere Stellen in der Nagelfluh Zwischenlagerungen von feinkörnigen schmutzgrüngrauen Mergelsandsteinen festzustellen, aus denen sich Knollen und unregelmässige Lagen auffallend reiner Süsswasserkalke entwickeln können.

Die Kalke zeigen weisse Anwitterung, sind innen schwach bräunlich, von splitterigem Bruch und weisen eine feine oolithähnliche gekröseartige Struktur auf, die man mit der Anwesenheit organischen Materials (Algen usw.) in Verbindung bringen möchte. Trotzdem neige ich eher dazu, bei diesen Kalken eine anorganische, während der Diagenese durch Konzentration und Konkretion erfolgte Bildung anzunehmen. Die Kalke an der Vorder Fluh treten nämlich nicht wie an anderen Stellen im Miocæn (Lit. 68, S. 45) als plattig abgesonderte, durchgehende Bänke, sondern mehr als Knauern auf, die durch ganz allmähliche Übergänge mit dem Sandstein und Mergel verbunden sind. Vorder Fluh ist bis jetzt der einzige mir bekannte Fundort dieser Gesteine. Doch dürften die als Süsswasserkalke betrachteten Einlagerungen wohl auch noch an anderen Stellen in der miocænen Nagelfluh vorhanden sein.

Blöcke dieses von der Vorder Fluh stammenden Süsswasserkalkes, die tiefer unten im Bachschutt des Grabens von Sieberslehn (= Graben von Untergass) beobachtbar sind, hielt W. LIECHTI (Lit. 64, S. 72) irrtümlicherweise für erratischen Schrattenkalk (siehe auch unten, Quartär).

Alter.

Über das genauere Alter der bei Schangnau besonders mächtig und geschlossen entwickelten Nagelfluhmasse lässt sich wegen des vollständigen Fehlens von Fossilien nichts Bestimmtes aussagen. W. LIECHTI (Lit. 64) versuchte durch Verfolgen der Nagelfluh-Sandstein-Zonen im NE des Gebietes (Schärligtal) eine einigermaßen sichere Festlegung der geologischen Grenzen. Nach seinen Angaben verschwindet die als Äquivalent des Luzerner Sandsteins (unterer Teil des Burdigalien) anzusprechende Sandstein-Nagelfluh-Serie im SW von Marbach. Wegen des anfänglich bis 25° betragenden südwestlichen Einfallens ist diese Schichtgruppe gegen Schangnau hin nicht mehr nachzuweisen.

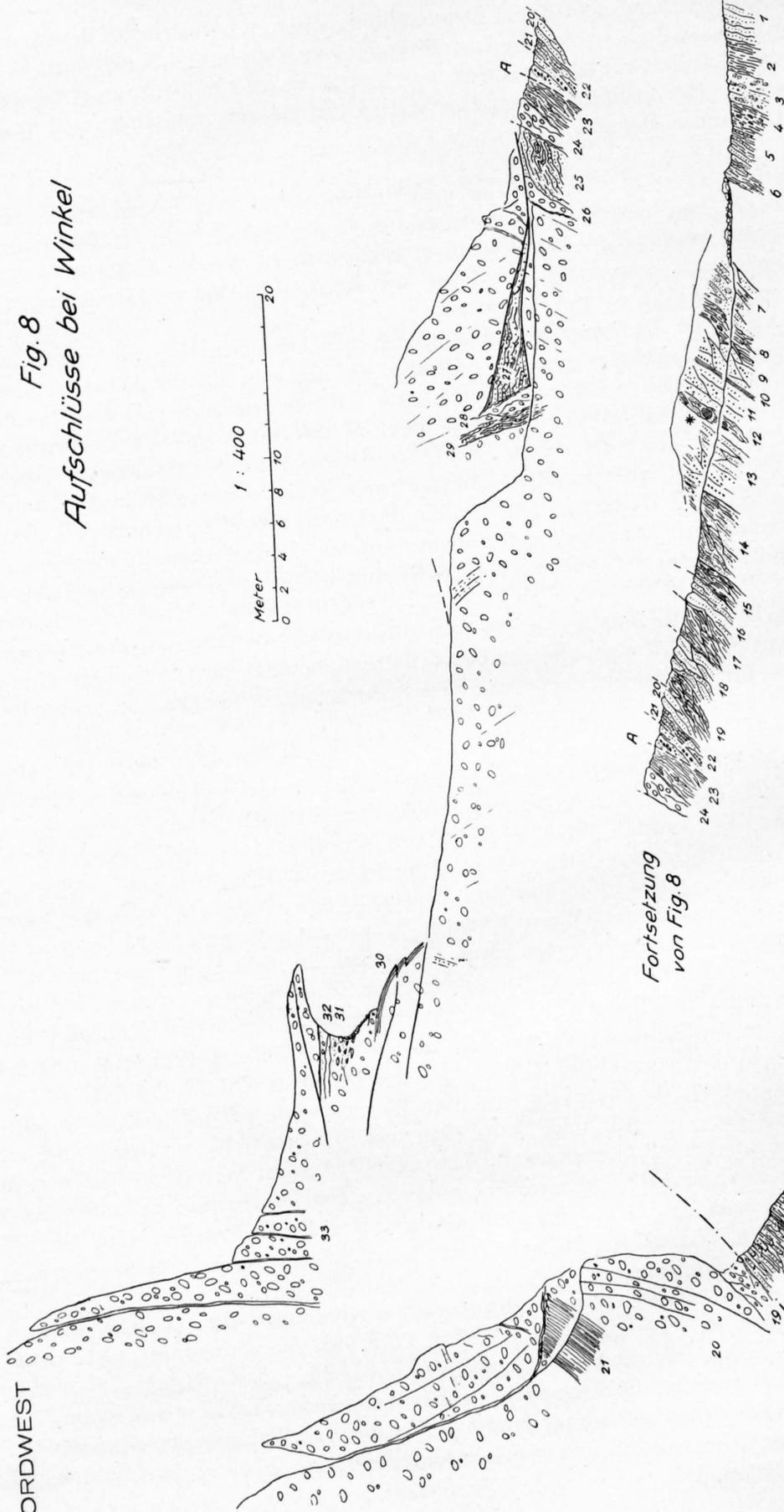
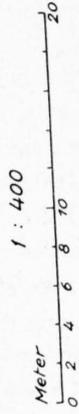
Berücksichtigen wir das gegen SW immer flacher werdende Einfallen der Nagelfluhen und legen wir ausserdem die Angaben von J. KOPP (Lit. 62, S. 331) zugrunde, wonach das Burdigalien eine Mächtigkeit von ca. 850 m besitzt, so dürfen wir wohl, da die Grenzfläche Aquitanien-Burdigalien ca. 400 m tiefer als die Sohle der Emme beim Rebloch zu liegen kommt (s. Taf. II, Prof. 10—12), das ganze östlich der Emme gelegene Nagelfluhgebiet von Blatt Schangnau dem Burdigalien zuweisen. Es lässt sich schwer entscheiden, ob westlich der Emme etwa noch Teile des Gebietes (Steinmösli-Fluh, Sattel) dem Helvétien angehören. Vorausgesetzt, dass das Burdigalien in Nagelfluhfacies nicht mächtiger ist als in marin-sandiger und konglomeratisch gemischter Ausbildung, wäre die letzterwähnte Möglichkeit denkbar. So stellt F. J. KAUFMANN auf Grund seiner Beobachtungen weiter im SW (Röthenbachgebiet: Stauffen, Naters) die Schichten von Sattel auf Blatt XIII bereits zu seinen Oehningerschichten (= obere Süsswassermolasse).

Die letzten, zwar etwas unsicheren, marinen Fossilien (Steinkern einer Muschel) wurden ca. 7 km nördlich Schangnau bei Schärligbad gemacht (Lit. 45, S. 523), wo plattige, graublau Sandsteine vom Luzerner Typus eine vielleicht 10—15 m mächtige Einlagerung (N 35° E; 32° NW) bilden. An dieser Stelle fand ich auf einer Schichtfläche auch eine Fischschuppe. Am Fuss der Vorder-Fluh ca. 1500 m im NNE von Schangnau traf ich ein letztes Mal in der Nagelfluh eine Zwischenlage von feinkörnigem graublauen Sandstein, dem Luzerner Sandstein sehr ähnlich. Doch zeigte sich im Schriff kaum eine Spur von Glaukonit.

SÜDOST

Fig. 8
Aufschlüsse bei Winkel

NORDWEST



Fortsetzung
von Fig. 8

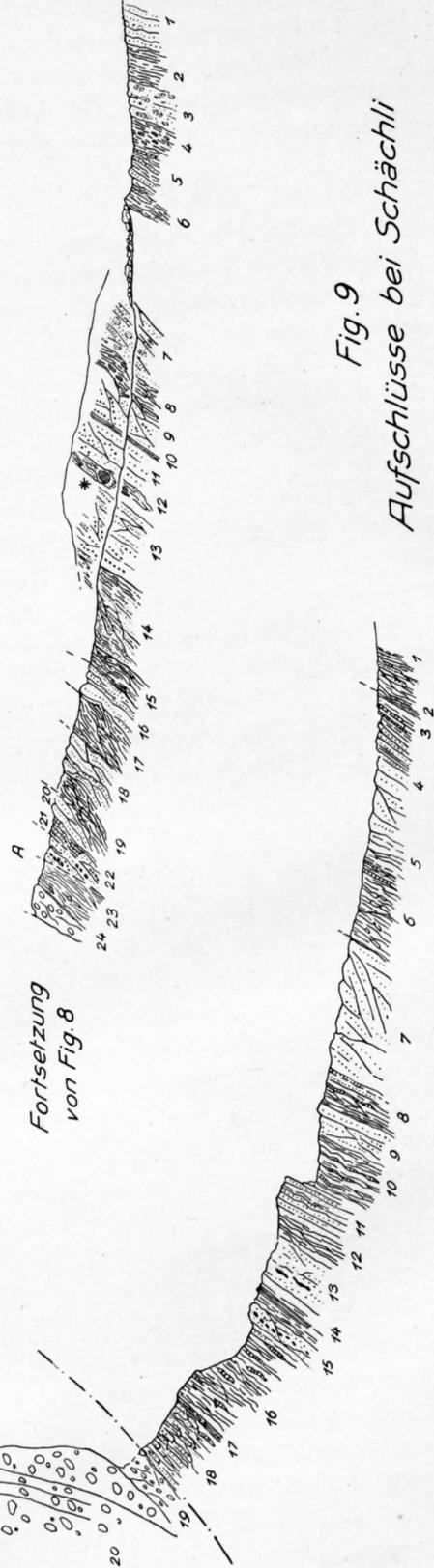


Fig. 9
Aufschlüsse bei Schächli



Figur 8. — Detailprofil am S-Rand der mioceanen Nagelfluh. Aufschlüsse bei Winkel, westlich Schangnau.

Beginn der Aufschlüsse 11 m nördlich eines erratischen Malmkalkblockes.

- 1 = Blaugraue und graue Sandsteine.
- 2 = Grüngelbe, gefleckte, tonige Mergel.
- 3 = Graue Sandsteine mit harten Knauerlagen.
- 4 = Grünlich, gelb gefleckte Mergel mit harten Sandsteinbänken. Mergel sandig.
- 5 = Graue und grünlich gefleckte Mergel mit kleinen Geröllchen und vielen Scherflächen.
- 6 = Weinrote Mergel, zerdrückt.
- 7 = Grobe Sandsteine, knauerig, mit vielen Scherflächen und Calcitadern.
- 8 = Grünlichgraue Mergel, verschert und zerquetscht, mit Süßwasserkalkknollen.
- 9 = Sehr grobkörnige, graublaue Sandsteine mit kleinen Geröllchen und vielen Scherflächen.
- 10 = Schieferig-tonige Mergel, dunkelgrau, zerdrückt.
- 11 = Grobe, graublaue bis graue Sandsteine.
- 12 = Wilde Einlagerung von grauen, tonigen Mergeln, mit sandigen bis geröllführenden Partien. Mergel oft verhärtet zu süßwasserkalkartigen Knollen, welche bisweilen Blockgröße erreichen (Durchmesser 50 cm). Fundstelle eines Säugetierknochenfragmentes.
- 13 = Konglomeratische, grobe, graue Sandsteine, granitisch mit Geröllschnüren und Scherflächen.
- 14 = Sandig-tonige Mergel, grüngrau verdrückt.
- 15 = Mergel, zerquetscht, mit kalkigen Konkretionen. Schubfläche.
- 16 = Gelblich-rötlicher Sandstein (miocean?). Schubfläche.
- 17 = Zerquetschte Mergel, bunt (? stampisch).
- 18 = Rötliche Sandsteine (miocean?).
- 19 = Mergel verschiedenfarbig, total zerquetscht, Calcitschrot. Schubfläche!
- 20 = Sandstein grau (? stampisch).
- 21 = Gelbrauner Sandstein (? miocean).
- 22 = Sandstein granitisch, grau, mit Scherflächen und zerrissenen Gerölllagen (stampisch). Schubfläche!
- 23 = Rosarote, zerdrückte, knollig-tonige Mergel.
- 24 = Nagelfluh, zerrüttet, rotgefärbt.
- 25 = Rötliche Mergel mit rötlichem, konglomeratischem Sandstein, gewunden; Mergel wie geknetet Sandsteinbrocken umschliessend.
- 26 = Stark gerötete, gelockerte Nagelfluh.
- 27 = Rote und gelbrote Mergel und Sandsteine, gepresst.
- 28 = Nagelfluh, rot, gelockert, Gerölle zerbrochen.

- 29 = Gelbrote Mergel und Mergelsandsteine, sehr zerwalzt.
- 30 = Rote und gelbrote, gebänderte Mergel mit Sandsteinlagen. N 80° E; 40° NW.
- 31 = Lockere, schuttartige Masse, Gerölle in einer erdigen Grundmasse, leicht herausfallend.
- 32 = Scherfläche mit völlig zerriebenen und zerquetschten Nagelfluhgeröllen.
- 33 = Steilstehende Klüfte.

Figur 9. — Detailprofil am S-Rand der mioceanen Nagelfluh. Aufschlüsse bei Schächli, westlich Schangnau.

- 1 = Graugrüne Mergel mit kleinen Süßwasserkalkknollen, grünlich-flechtig; Mergel-sandstein stark verschert, in Brocken zerfallend. N 63° E; 45° NW.
- 2 = Starke Quetschzone mit Calcit.
- 3 = Gelbe und graugrüne, tonige Mergel und Mergelsandsteine mit süßwasserkalkartigen Einlagerungen. N 60° E; 45° NW.
- 4 = Mergelsandsteine, übergehend in graue, granitische Sandsteine.
- 5 = Fleckige, massige tonige Mergel mit knolligen Lagen von Süßwasserkalk.
- 6 = Brockige, gefleckte Mergel, etwas schichtig, grünlichgrau gefleckt.
- 7 = Grobkörnige, granitische Sandsteine, grau, mit Geröllschnüren und vielen, regellosen Scherflächen.
- 8 = Mergel und Mergelsandsteine mit knolligen Süßwasserkalklagen.
- 9 = Granitischer, grauer Sandstein.
- 10 = Zerquetschte, gelbfleckige Mergel mit dunkleren Lagen; Süßwasserkalk; schwärzliche Mergelbänder.
- 11 = Sandsteine, hart, ziemlich gut geschichtet, hellgrau. Gutgeschichtete Mergel-sandsteine. N 73° E; 58° NW.
- 12 = Starke Quetschzone, Mergel laminiert mit viel Calcit.
- 13 = Sandsteine mit Pflanzenresten und Kohle, diagonal geschichtet; beim Verwittern aufblättern.
- 14 = Dünnplattige, harte Mergelschiefer, blaugrau.
- 15 = Sandstein mit Geröllband, zerklüftet.
- 16 = Gelblichgrüne Mergel mit Süßwasserkalklagen und -knollen, stark zerdrückt.
- 17 = Schwärzliche Lage, erdig-sandig, mit Spuren von Schnecken-schalen.
- 18 = Graue, graugrüne und graublaue, grobkörnige Sandsteine und schieferige Mergel, sehr zerrüttet und zerbrochen, mit vielen Scherflächen. Schubfläche!
- 19 = Stark gelockerte Nagelfluhlage mit vielen, zerquetschten Geröllen.
- 20 = Nagelfluh gelockert und zerklüftet.
- 21 = Rosarote, tonige, feingeschichtete Mergel-einlagerungen in Nagelfluh.

Ich möchte mich der Ansicht von F. J. KAUFMANN und W. LIECHTI anschliessen, welche für die miocaenen Nagelfluhbildungen unseres Gebietes limnische Entstehung annehmen.

b) Südrand der miocaen Nagelfluh.

Im Verlauf meiner Kartierung bin ich zu der Annahme gelangt, dass der heutige Südrand der miocaenen Nagelfluh in dem von mir untersuchten Abschnitt einen alten Erosionsrand darstellt.

In einer vorläufigen Notiz (Lit. 43) wurde am Beispiel der Steinmöslifluh, einer mit stampischen Sedimenten ausgefüllten alten Erosionsnische in der miocaenen Nagelfluh, der Beweis für eine solche Auffassung erbracht. Im verflossenen Jahre (1936) wurden anlässlich der Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft die wichtigen Aufschlüsse besucht, wobei der erwähnten neuen Deutung grundsätzlich zugestimmt wurde.

Ich sehe davon ab, auf die Verhältnisse an der Steinmöslifluh hier noch einmal näher einzugehen und darf hier auf die früheren Beschreibungen verweisen (Lit. 43; 45, S. 526, 542), ferner auf Profil 13 der Tafel III. Doch sollen einige andere Stellen, an denen eine sichtbare Berührung des Miocaen mit der subalpinen Zone vorkommt, kurz geschildert werden.

Aufschlüsse vom Hombach (Taf. II, Prof. 12).

Von Steinmösligen gegen Schangnau folgen der Unterlauf des von Vorder-Steinmösligen kommenden Baches und weiterhin dann der Hombach bis zum Beginn der Emmeschlucht ungefähr dem südlichen Erosionsrand der miocaenen Nagelfluh.

Im Unterlauf des Hombaches wird das linke Bachbord von grauen groben granitischen Sandsteinen und Mergeln gebildet, die im Einfallen oft wechseln und stark zerdrückt und verbogen sind. Calcitstränge und Rutschharnische begleiten die Pressungszone. Etwas weiter oben am Steilbord — leider meist verwachsen und verschüttet — wird die hohe Uferwand von miocaener Nagelfluh gebildet. Es ist gut ersichtlich, dass die erwähnten weichen Gesteine, die ich der Schangnau-Schuppe zuzähle, an die Nagelfluhwand angestaut sind.

Aufschlüsse bei Winkel (Fig. 8 u. Taf. II, Prof. 10) und Schächli (Fig. 9 u. Taf. II, Prof. 11).

Blickt man etwa von Vorder Steinmösligen in NE-Richtung dem Steilabfall der Miocaen-Nagelfluh entlang, so sieht man, wie der Fuss der Wand von der Emme gegen Schangnau von stumpf abgerundeten Sockeln gebildet wird, welche bei näherem Zusehen aus weichen Sand- und Mergelgesteinen bestehen. Zwei über die Nagelfluhwand herabfallende Bäche haben die interessante und wichtige Grenzzone zwischen subalpiner Molasse und flachliegender miocaener Nagelfluh in tiefen Rinnen freigelegt. Es sind dies die Lokalitäten von Schächli (an der Emme) und etwa 900 m nordöstlich davon diejenige beim Hofe Winkel.

Die Aufschlüsse verdienen deshalb besondere Beachtung, weil sie zeigen, dass die bisher herrschenden Auffassungen über die Tektonik der Molasse des oberen Emmentales in verschiedenen wichtigen Punkten verlassen werden müssen.

Wie die obenstehenden Figuren 8 und 9 zeigen, stösst in beiden Fällen eine in NW-Richtung, also gegen die Nagelfluhwand einfallende Serie offenbar älterer Molassegesteine an die als Ganzes flach bis horizontal gelagerte massive miocaene Vorlandplatte. Man könnte dabei (besonders beim Aufschluss Schächli, s. Fig. 9) versucht sein, an eine Unterlagerung der Nagelfluh durch die von SW her angepressten Sandstein-Mergelschichten zu denken (vgl. Profile, Lit. 6). Doch wird dies durch Figur 8 und namentlich durch die Profile 10 und 11 der Tafel II widerlegt, welche zeigen, dass die miocaene Nagelfluh, in welcher sandig-mergelige Einlagerungen so gut wie ganz fehlen, mehrere 100 m unter die Talsohle von Schangnau hinabreichen muss. Demnach können die der Nagelfluh anliegenden Molassebildungen nur als durch den alpinen Schub angepresst und angestaut betrachtet werden. Dieser Anstau erfolgte meiner Ansicht nach an einen bereits vor dem Heranschub der subalpinen Zonen entstandenen alten Erosionsrand der miocaenen Nagelfluh.

Dem Anschub der subalpinen Molassemassen (Schangnau-Schuppe und B-H-S) gegenüber hat sich in unserem Gebiet die miocaene Nagelfluh wohl fast als gänzlich unbeweglicher, solider Block verhalten. Nur der Erosionsrand selbst, und zwar lediglich seine äussersten, der tektonischen Beeinflussung unmittelbar ausgesetzten Partien erlitt durch den Anstau der subalpinen Molasse von SE her verhältnismässig geringfügige Veränderungen. Die auch auf den Figuren 8 und 9 zum Ausdruck kommenden tektonischen Unregelmässigkeiten und lokalen Verformungen des Südrandes der miocaenen Sedimenttafel können als Pressungs- und Stauchungserscheinungen gedeutet werden. Nur stellenweise sind die Randpartien zerbrochen und die Schollen gegeneinander verschoben worden. Irgendeine Regel ist nicht erkennbar.

Wie die Figuren zeigen, hat bei Winkel eine lokale Abbiegung der Miocaenschichten nach unten (Nr. 30), im analogen Aufschluss bei Schächli eine Aufbiegung (Nr. 21) stattgefunden. Diese an sich unbedeutenden, entgegengesetzten Bewegungen sprechen meines Erachtens deutlich dafür, dass der Miocaenrand nicht etwa als Verwerfungsfläche aufgefasst werden darf. Würde dies der Fall sein, so wäre wohl Abschleppung des einen Flügels möglich, eine gleichzeitig erfolgte entgegengesetzte Verbiegung der Schichten desselben Flügels, wie sie in den so nahe beieinanderliegenden Aufschlüssen zu beobachten ist, aber völlig undenkbar.

Wohl aber scheint es mir nicht ausgeschlossen, dass die scheinbare Unterlagerung der Nagelfluh durch eine spätere Einsenkung der durch den Anschub leicht gehobenen miocaenen Randpartie erklärt werden könnte. Auch das Vorhandensein alten Schutttes (vgl. Lit. 45, S. 526, 527) an der alten Erosionsfläche ist vielleicht in Betracht zu ziehen.

In jedem Fall stellt der so abrupt verlaufende Südrand der miocaenen Nagelfluh eine Reihe sehr schwieriger Fragen, wobei das eben Gesagte nur als ein Versuch ihrer teilweisen Beantwortung zu betrachten ist.

c) Fortsetzung und Verlauf des alten Erosionsrandes.

Vorläufige Untersuchungen haben ergeben, dass sich vom Rebloch gegen Südwesten der alte Erosionsrand, der zugleich die S-Grenze des Miocaens bedeutet, sehr gut verfolgen lässt.

Von Steinmösli greift er zunächst im Quellgebiet des Oberen Röthenbaches halbmondförmig nach N vor (s. tektonische Skizze Tafel III, Fig. 2) bis gegen Waldmatt. Bei P. 952 (nordwestlich Farneggli) stossen steilstehende graue Sandsteine und Mergel an schwach südöstlich geneigte miocaene Nagelfluh. Es wurde früher (Lit. 43, S. 671) schon bemerkt, dass ein solcher bogenförmiger Verlauf der Miocaen-S-Grenze und das Vorstossen der stampischen Schangnau-Schuppe zwischen Steinmösli und Zulg wahrscheinlich eine alte, durch hineingepresste Oberstampiensedimente ausgefüllte Erosionsbucht darstellt. Wir könnten sie Röthenbach-Nische nennen (s. Taf. III, Fig. 2).

Weiter im SW treffen wir die S-Grenze der Miocaen-Nagelfluh am Waldrand beim Fröschbach, 350 m südwestlich Südern, sodann im Bett der Zulg südwestlich Schwarzenegg.

Von Schangnau gegen Nordosten — etwa bis zur N-Grenze von Siegfriedblatt Schangnau — ist ein direktes Verfolgen des Erosionsrandes infolge schlechter Aufschlüsse nicht möglich. Südwestlich Marbach hebt sich der alte Erosionsrand in die Luft aus und ist damit als solcher nicht mehr fassbar. Doch glaube ich annehmen zu dürfen, dass ganz allgemein der Miocaen-S-Rand vor Anschub der subalpinen Molassezonen einen alten Erosionsrand darstellte. Während er aber im SW des sogleich näher zu besprechenden Wachthubel-Sporns durch daran angestaute, subalpine Molassemassen geschützt und gleichsam konserviert wurde, fiel der Rand im E, im Bereich der «Hauptantiklinale», durch seine tektonische Heraushebung der späteren Erosion anheim.

E. BAUMBERGER (Lit. 9, S. 308) hält zwar den Abtrag einer weiter nach S reichenden miocaenen Sedimentdecke vor der Molassestauung nicht für wahrscheinlich; er (Lit. 9, S. 307) und auch H. FRÖHLICHER (Lit. 33, S. 40) gelangten auf etwas verschiedenen Wegen zu dem Schluss, dass die ursprüngliche S-Grenze der miocaenen Ablagerungen nie «viel weiter» über den heutigen südlichen Ausstrich hinausgereicht habe, und dieser Annahme möchte ich zustimmen.

Beziehungen zwischen mittelländischer und subalpiner Molasse.

a) Wachthubel-Sporn.

Beim Betrachten einer tektonischen Übersichtskarte — ich denke da besonders an die Kartenskizze des schweizerischen Molassegebietes von E. BAUMBERGER (Lit. 10, Taf. VIII; 36, Fasc. I, Taf. V) — fällt auf, dass die miocaene Nagelfluh unseres Abschnittes die südwestlichste Spitze eines ausgeprägten, sehr nahe an den Alpenrand herantretenden Molassespornes darstellt, dem wir bezeichnenderweise gerade dort begegnen, wo die Entwicklung der Nagelfluhfacies im Miocaen ihr Maximum erreicht — nämlich im oberen Emmental bei Schangnau.

Nach der höchsten Erhebung dieser Region, dem Wachthubel (1418 m) im WSW von Marbach, nenne ich diesen Nagelfluh-Vorsprung Wachthubel-Sporn (vgl. Taf. III). Seine Herausarbeitung muss hauptsächlich auf die Wirkungen alter Erosion zurückgeführt werden; das Resistente blieb in Form des Spornes erhalten, und die einheitliche Nagelfluhmasse ermöglichte dabei die intakte Überlieferung der alten Erosionsformen, speziell der winklig nach S vorspringenden Steilwand, welche von Marbach an gegen das Rebloch und weiterhin im Tal des Röthenbachs das Miocaen nach S begrenzt und den Bau der subalpinen Zone in grundlegender Weise beeinflusst.

Die oben erwähnte Übersichtskarte von E. BAUMBERGER lässt ausgezeichnet erkennen, dass im Tal der Grossen Emme bei Schangnau der «N-Rand der aufgeschobenen Molasse» eine deutliche Knickung erleidet; der Winkel, welchen der Verlauf der Molassezone östlich der Emme mit demjenigen westlich der Emme bildet, beträgt etwa 150°. Dieser Wechsel des Streichens vollzieht sich ganz im Untersuchungsgebiet und bietet eines der interessantesten Probleme: im Tal der Emme bei Bumbach herrscht W-E-Streichen, aber schon direkt nördlich davon, am Lochsitenberg und im Steigental, knickt das Streichen nach NE ab. F. J. KAUFMANN schreibt (Lit. 58, S. 62): «Es ist mir nicht bekannt, in welcher Weise der jedenfalls verwickelte Übergang der Schichten des Steiglengrabens in das Thal von Bumbach stattfindet.»

E. BAUMBERGER, dem die Gegend von Schangnau auf Grund seiner dort ausgeführten geologischen Begehungen nicht fremd war, vertrat nach mündlicher Mitteilung die Auffassung, die auf seinen Kartenskizzen (loc. cit.) deutlich zum Ausdruck kommt, im Text (Lit. 10, S. 208, 209; 36, S. 72) jedoch nicht klar ausgesprochen wird, nämlich dass längs einer nördlich Bumbach verlaufenden Aufschiebung (= Zulgaufschiebung) die östlich der Emme gelegenen subalpinen Molassezonen (Aquitanzone; Bäuchlen-Lochsitenberg) bei Schangnau unter die Überschiebungsmassen der Honegg-Blumetauchen und schief von letzteren überlagert werden.

Diese Deutung ist durch meine Aufnahmen nicht bestätigt worden; vielmehr ergab sich, dass wir es östlich und westlich der Emme mit ein und derselben tektonischen Einheit, nämlich der Bäuchlen-Honegg-Schuppe, zu tun haben; die früher besprochenen und auf Tafel II (tektonisches Kärtchen) dargestellten Änderungen der Streichrichtungen aber sind als Folgeerscheinung einer Abdrehung zu betrachten, deren Ursache im nördlich vorgelagerten, mächtigen Wachthubel-Sporn zu suchen ist. Die von SE heranrückenden alpinen Decken schoben die Molassezonen vor sich her, und diese mussten sich dem starrbleibenden S-Rand der miocaenen Nagelfluh insbesondere dem Wachthubel-Sporn anpassen; es entstand das, was ich als Marbach-Knickung (s. Taf. III, Fig. 1) bezeichnen möchte, und als fiktiver Drehpunkt dieser Knickung kann, wie die Streichrichtungen (Taf. II) zeigen, P. 1487 am Lochsitenberg gelten.

Bemerkenswert ist, dass dieser Punkt genau südöstlich der Stelle liegt, wo nördlich Schangnau die Masse der flachliegenden miocaenen Nagelfluh nach E in die Luft ausstreicht und in ihrem Liegenden die breite Aquitan-Zone auftaucht. Ausserdem liegt P. 1487 auch in demjenigen Sektor der B-H-S, wo diese, durch die plötzlich tief eingreifende Kadhausgraben-Nische sehr geschwächt, ihre geringste Breite und Mächtigkeit aufweist. Schliesslich ist die Knickung an gerade dieser Stelle noch dadurch begünstigt worden, dass sich nördlich Bumbach die nagelfluhärmsten, praktisch nagelfluh freien Partien der grossen, von der Entlen bis zum Thunersee reichenden Bäuchlen-Honegg-Schuppe vorfinden.

Vor dem eigentlichen Wachthubel-Sporn, d. h. vor der am weitesten nach S vortretenden Partie miocaener Nagelfluh wurde die subalpine Zone am stärksten zwischen Alpenrand und mittelländischer Molasse verengt und eingespannt. Der Widerstand, welcher sich dabei rückwirkend bis weit in die B-H-S hinein geltend macht, lässt sich gut aus den Profilen der Tafel II ablesen: Abgesehen von Profil 1, wo weiche, plastische Melettaschichten die Basis bilden, zeigt die grosse Schubmasse der Bäuchlen-Honegg-Blumen-Einheit nirgends eine so intensive tektonische Beeinflussung ihrer randlichen Partien wie gerade vor der Spitze des Wachthubel-Sporns (Prof. 9, 9 a, 10). Der Anstau drückt sich, wie die Profilerie zeigt, deutlich in einer Steilstellung der Überschiebungslinien der Schuppen aus.

b) Tektonik der „Hauptantiklinale“.

Die massige Nagelfluh des Wachthubel-Sporns war, wie wir sahen, wegen des gänzlichen Mangels an plastischen Einlagerungen zur Faltung völlig ungeeignet. Von Marbach an gegen NE, wo die Nagelfluhentwicklung immer mehr zurücktritt und durch die Sandfacies (Luzerner Sandstein) ersetzt wird, besaßen die miocaenen Sedimente, auf Grund ihrer faciellen Ausbildung, die nötige Starrheit nicht, um als festes Widerlager zu dienen, und wurden mitsamt dem unterlagernden Aquitanien aufgerichtet, weiter im NE sogar überkippt.

Hier, nordöstlich des Wachthubel-Sporns und weiterhin bis nach Vorarlberg erreichten die überschobenen Molassemassen den Miocaenrand nicht, und während bei Schangnau und südwestlich der Emme der Miocaen-S-Rand dem Vordringen subalpiner Schubmassen eine Grenze setzte, war es im NE des Wachthubel-Sporns die Aquitan-Zone, welche die Schubbewegung der Molasse-Schuppen auffing, dabei selber so heftig aufgestaut wurde, dass sie zugleich auch das hangende Miocaen zu NW-Fall aufbog oder sogar in überkippte Lagerung brachte. Die Aufpressung, welche das Aquitanien an die Oberfläche bringt, setzt bei Marbach ein.

Aus diesem allmählichen Aufbiegen des Aquitanien und des Miocaenrandes konstruierte W. LIECHTI (Lit. 64, S. 40) den bogenförmig («periklinal») nach N und W abtauchenden Schenkel der aquitanen «Hauptantiklinale». Für eine reguläre Struktur fehlen aber die Belege, da es nicht möglich ist, LIECHTIS Isohypsen-Konstruktion auch in der «Scheitelregion» und nach dem «S-Schenkel» hin zu ergänzen. Es fehlen entsprechende Schichten; nirgends trifft man eine Umbiegung, und der «S-Schenkel» ist sehr kompliziert und gestört, zeigt sekundäre Faltungen (Unter-Rothenfluh 3,5 km nordnordöstlich Marbach) und wahrscheinlich auch Überschiebungen.

Eine echte Antiklinale existiert bei Marbach und gegen das Entlebuch zu in der Aquitan-Zone nicht. Von Marbach gegen Südwesten ist das tektonische Verhalten der unter das Miocaen einsinkenden Aquitan-Zone nicht feststellbar. Zwar zieht von Marbach nach Schangnau zwischen Schangnau-Schuppe und Miocaen sich einschiebend und immer mehr sich verengend ein schmaler Streifen noch fraglichen Aquitans. Diese Zone spitzt schliesslich an der Emme bei Schächli aus und erleidet ihre völlige Abdrückung. Ich deute sie als ein aufgestülptes, von den subalpinen Überschiebungsmassen an den Erosionsrand hinaufgeschlepptes und verquetschtes Schichtpaket. In einem früheren Profil (Lit. 43, S. 675, Fig. 3) habe ich allerdings den noch einfacheren Fall angenommen, dass nämlich auch das Aquitanien nach S zu bis an die Erosionsfläche reiche und keinerlei Schürfmassen geliefert habe.

Anschliessend möchte ich die Vermutung äussern, dass eine Fortsetzung des alten Erosionsrandes, welcher bei Schangnau im Miocaen nachweisbar ist, nach NE zu möglicherweise in

der «Scheitellinie» der sogenannten «Hauptantiklinale» zu suchen sei. Damit wäre auch das stete Fehlen einer Umbiegung der Aquitan-«Antiklinale», das giebelförmige Gegeneinanderneigen der Schichten (vgl. Rickentunnel, Lit. 47, S. 180) und eine Reihe anderer interessanter Erscheinungen, deren Besprechung allerdings zu weit führen würde, einer Erklärung näher gebracht.

Wie ich annehmen möchte, setzt sich unsere Aquitan-Zone aus ehemals durch Erosionseinschnitte getrennten, heute zusammengeschobenen, aufgestauten und stellenweise auch gefalteten Teilstücken und Reliktstrukturen zusammen. Nur der «N-Schenkel» der bisherigen «Hauptantiklinale» darf in den meisten Fällen als normal gelten, d. h. er steht in normalem Schichtenverband mit dem Miocaen.

Dass durch den Antiklinalenscheitel der «Hauptantiklinale» eine Aufschiebung verläuft, wurde von J. KOPP (Lit. 62, S. 331) bei Luzern auf Grund stratigraphischer Befunde nachgewiesen.

c) Überblick über die Tektonik der Molasse bei Schangnau und im Aaregebiet.

ALBERT HEIM (1919, Lit. 47, S. 178) wies darauf hin, dass in der Tektonik der schweizerischen subalpinen Molasse «eine grosse Differenz zwischen E und W» bestehe, die sich durch «eine Art Wechsel zwischen Emme und Sense» vollziehen soll, und P. BECK legte 1921 dar, dass nördlich Thun (Steffisburg-Zulg) der Stampienkomplex der Blumen — eine Abtrennung der Schangnau-Schuppe war noch nicht bekannt — nordwärts unmittelbar auf das Miocaen «hinaufgeschoben» sei (Lit. 15, S. 2) und eine gefaltete Aquitan-Zone in diesem Abschnitt nicht mehr existiere. R. RUTSCH vermutet diesen Wechsel der Tektonik auf Grund seiner Begehungen westlich Schangnau und spricht von einer «Ilfis-Emme-Linie» (Lit. 84, S. 8; 85, S. 20). W. LIECHTI bestätigt diese Vermutung (Lit. 64, S. 39), stellte aber weiterhin fest, dass die «Hauptantiklinale» bereits südlich von Marbach infolge axialen Einsinkens verschwindet. Obwohl RUTSCH mehrfach auf die tektonisch wie stratigraphisch grosse Bedeutung der «Ilfis-Emme-Linie» zurückkommt, fehlen präzisere Angaben über den Vollzug dieser auffälligen tektonischen Änderung. Übereinstimmend glauben R. RUTSCH und W. LIECHTI das tektonische Verhalten der Molasse bei Schangnau dahingehend deuten zu können, dass die «Hauptantiklinale» und damit auch das Miocaen unter die aufgeschobene Molasse streicht (Lit. 64, S. 40, 41; 83, S. 175; 84, S. 8; 85, S. 20).

E. BAUMBERGER hat in verschiedenen Arbeiten (Lit. 10, 12), zuletzt im «Geologischen Führer der Schweiz», Zusammenfassungen der neuesten Ergebnisse der Molasseforschung gegeben. Dabei wird die Tektonik unseres Untersuchungsgebietes entsprechend ihrer Bedeutung eingehend diskutiert und mit Recht die grossen Unterschiede im Bau der alpennahen Molasse östlich und westlich der Emme hervorgehoben. Auch BAUMBERGER spricht vom Wechsel der Tektonik an der Emme («Emmelinie») und erblickt die grosse Bedeutung der Lokalität Schangnau darin, dass hier Stirnrand der alpinen Decken und S-Rand des miocaenen Molassetroges sich kreuzen, das Miocaen südwestwärts unter die subalpinen und alpinen Überschiebungsmassen streiche und westlich Schangnau die alpine Deckenstirn weit über das Miocaen vorgeschoben sei.

BAUMBERGER trägt auf seinen Übersichtskarten (Lit. 10, Taf. VIII; 37, Taf. V) sogar den Verlauf dieses «S-Randes des miocaenen Molassetroges» im SW von Schangnau ein, und zwar streicht er an der Emme bei Schangnau unter die überschobene Molasse, mit Richtung Ralligen, setzt dann unter den Préalpes weiter nach Villeneuve am E-Ende des Léman und schliesslich etwa bis in die Gegend von Bonneville an der Arve.

Die hier kurz resümierten Auffassungen müssen jedoch heute wesentlich modifiziert werden:

Wir haben bereits gesehen, dass von Marbach gegen SW bis zur Zulg nirgends ein Anzeichen dafür gefunden werden kann, dass das Miocaen von den subalpinen Molasseschuppen überschoben wird. Auch westlich der Aare spricht nach den Profilen von R. RUTSCH (Lit. 85, Taf. II) nichts dafür, was die Ansicht BAUMBERGERS stützen könnte.

Für die Gegend von Marbach bis zur Zulg haben wir vielmehr im Vorangehenden dargelegt, dass der S-Rand des Miocaen als alter Erosionsrand gedeutet werden muss, an welchen durchwegs steilstehende, überschobene subalpine Molasse von SE her anstösst.

Auch für das «direkte flexurartige» Abbiegen und Untertauchen des Miocaens unter die aufgeschobene Molasse (Lit. 10, S. 209, Prof. II, Taf. VIII; 36, S. 73) westlich E. BAUMBERGERS «Emmelinie» fehlen Anhaltspunkte ganz. Vielmehr beobachten wir, dass das an die überschobene Molasse stossende Miocaen von der Emme bis zur Sense durchwegs sehr flache, häufig sogar horizontale Lagerung zeigt (vgl. Lit. 85, Taf. III). Diese Erscheinung ist westlich der Aare so auffallend, dass man von Aufschiebungen spricht (Lit. 85, S. 17) und gleichzeitig aber den geradlinig ausstreichenden S-Rand des flachliegenden Miocaen auch heute noch als grosse Vertikalstörung (Bruch) zu deuten versucht ist.

Schon früher (S. 38) wurde bei Besprechung der Fortsetzung der Schangnau-Schuppe darauf hingewiesen, dass einer Parallelisierung der subalpinen Molasseeinheiten östlich und westlich der Aare grosse Schwierigkeiten im Wege stehen. Es kann als sicher gelten — und ist auch aus dem Kärtchen von E. BAUMBERGER deutlich ersichtlich —, dass die mächtigen Nagelfluhmassen der Blume gleich der des Rigi, am Thunersee nach W hin durch alte Erosion abgeschnitten sind und in streichender Fortsetzung die Préalpes externes in diese Lücke vorgeschoben wurden. Nun ist seit längerem eine Parallelisation der nördlichsten helvetischen Kreideketten beidseitig des Thunersees durchgeführt (Lit. 63), welche zeigt, dass die tektonischen Elemente, welche nördlich des Sees den Alpenrand bilden, im SW des Thunersees plötzlich südlich der mächtigen Überschiebungsmassen der Préalpes zu liegen kommen. Aus diesen Gründen ist es wohl nicht ohne weiteres angängig, eine ungestörte Fortsetzung der subalpinen Molasseschuppen vor den so verschiedenartigen und so verschieden weit nach N vortretenden alpinen Deckenfronten des Alpenrandes vorauszusetzen. Man erkannte frühzeitig diese grossen Verschiedenheiten und nahm zu ihrer Erklärung Querstörungen im Aareprofil an (Lit. 77, S. 78), eine Ansicht, die seither mit Recht wieder aufgegeben wurde. Hingegen ist, wie E. BAUMBERGER annehmen möchte, eine «ungezwungene» Eingliederung der Aufschiebungslinien der stampischen Molasseeinheiten in diesem Abschnitt in den Verlauf des Alpenrandes wohl nicht gut erkennbar. Die sogenannte Rallig-Schuppe westlich der Aare (Lit. 16, S. 319; 85, Taf. II) bildet mit der echten Rallig-Schuppe (letztere findet schon nach SW zu bei der Lokalität Ralligen selbst ihr Ende) keine tektonische Einheit. Sie wurde seitlich am Rande der Préalpes quer in die grosse, durch den westlichen Erosionsrand der Blumen-Schuppe entstandenen Erosionsnische vorgeschleppt. Daher ist das Streichen der beiden Zonen so sehr verschieden (Rallig-Schuppe östlich des Thunersees NE-SW; «Rallig-Schuppe» westlich des Thunersees SE-NW).

Dabei ist überdies in Anbetracht der dürftigen Aufschlüsse noch sehr fraglich, ob längs des ganzen Randes der Préalpes vom Thunersee bis zum Gurnigel eine einheitliche unterstampische Molasseschuppe existiert. Der an Glaukonit relativ reiche Sandstein von Uebeschi zeigt jedenfalls grössere Ähnlichkeit mit den Sandsteinen der Schlieren- und Gurnigelgruppe als mit dem Rallig-Sandstein bei Ralligen und im Entlebuch.

Das oben erwähnte Übersichtskärtchen von E. BAUMBERGER zeigt weiterhin deutlich, dass der WSW streichende Nordrand der grossen Erosionsform, in welche die Préalpes vorgeschoben worden sind, schon südwestlich des Wachthubel-Spornes mit der Röthenbach-Nische beginnt.

Fassen wir diese Ergebnisse über den Bau der subalpinen Molassezonen zusammen, so erkennen wir, dass dieser nicht eine alleinige und absolute Folge des alpinen Deckenschubes sein kann, sondern dass die heutige Molassetektonik und der Verlauf der Dislokationen weitgehend von der Beschaffenheit des Molassereliefs, wie es vor Beginn der Alpenüberschiebung bestanden haben muss, abhängig gewesen ist.

Subalpiner Flysch.

In verschiedener Hinsicht muss der Alpenrand-Flysch als eines der interessantesten, aber zugleich auch schwierigsten Untersuchungsobjekte der subalpinen Zone gelten. Nach Zusammensetzung und Art des Auftretens unterscheidet man gewöhnlich eine Grundmasse eigentlicher Flyschgesteine und verschürfte Massen oder Einschlüsse im Flysch. Da jedoch die orogenen Flyschsedimente faciell, d. h. lithologisch grosse Variabilität zeigen, andererseits die Mobilität der Flyschmassen ausserordentliche tektonische Komplikationen mit sich bringt, so lässt sich vorläufig keine in allen Fällen sichere Scheidung in die zwei genannten Gruppen durchführen.

a) Aufschlüsse.

Die subalpine Flyschzone unseres Gebietes ist in zahlreichen tiefen Bacheinschnitten der Beobachtung zugänglich. Die besten Aufschlüsse finden wir in den steilen Runsen und den mächtigen Anrissen am W-Fuss der Schrattenfluh, die wohl mit zu den grössten und schönsten Aufschlüssen des Alpenrand-Flysches überhaupt gehören dürften. Am reichsten und mannigfaltigsten entwickelt zeigt sich die subalpine Flyschzone im östlich anschliessenden Kartengebiet von R. SCHIDER am N-Fuss der Schrattenfluh, und hier tritt denn auch die Problemstellung am eindrucklichsten hervor.

Dieses klassisch zu nennende subalpine Flyschgebiet wurde im Herbst 1936 auf der Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft besucht. Über einige neuere Angaben und Befunde dieses interessanten Abschnittes konnte ich daher früher schon (Lit. 45) Bericht erstatten.

b) Gesteine.

Die Hauptmasse des Flysches setzt sich zusammen aus Sandsteinen und Schiefen in allen Übergängen.

Die Sandsteine, von F. J. KAUFMANN als Macigno bezeichnet, sind mit ganz wenigen Ausnahmen gut verfestigte, oft sehr harte und zähe Gesteine von grauer, grünlichgrauer, schwärzlicher, selten hellweisslicher Farbe. Oftmals führen sie Glaukonit. Bald sind sie tafelig scharf geschichtet und sehr glimmerreich, bald sind sie knorrig mit rissigen Oberflächen und den bekannten problematischen, wulst- und wurmartig hervorragenden Gebilden auf den Schichtflächen; ebenso wurden ausgezeichnete Fliessfiguren beobachtet, wie sie A. TORNQUIST (Lit. 105, S. 110, Taf. XI) aus dem Bregenzerwald beschrieben und abgebildet hat.

Sandsteine mit Fucoiden traf ich ganz vereinzelt (Nebenbach des Kadhausgrabens nördlich Mittlere Habkegg).

Quarzite: Sie sind verbreitet als Bänke, zerrissene Linsen oder auch als in Schiefer eingeknetete, brotlaibförmige Brocken (Phakoide). Fettglänzende Quarzite, beim Anschlagen stinkend, führen bisweilen Bruchstücke von Lithothamnien, Nummuliten und Orbitoiden. Die Quarzite besitzen in den meisten Fällen ein feines Glaukonitpigment.

Spröde, schwach rötlich gefärbte Quarzite: Vorkommen: 200 m südwestlich Bühlmannschwand (2 km südöstlich Bumbach) als grössere Masse in Flyschschiefern steckend; kleinere Vorkommen auch kurz nördlich Bühlmannschwand und ferner als grosse Blöcke verschuppt in Valanginienmergeln unmittelbar östlich Alp Luterswängi (südlich Bumbach). Dieses sehr charakteristische Gestein führt verkieselte Foraminiferen, darunter die bis jetzt in der Schweiz noch nicht nachgewiesene

Gattung *Halkyardia*, die in ausseralpinen Gebieten im obersten Eocaen verbreitet ist und auch im Oligocaen noch vorkommt.

Dunkelgrüne Ölquarzite, welche als Leitgesteine für typischen Wildflysch gelten, wurden jedoch nur ganz vereinzelt beobachtet.

Organogene Breccien: Nicht selten nehmen die Flyschsandsteine brecciösen Charakter an (Mikrobreccien) und führen dann eine reiche Fauna von Nummuliten, Orbitoiden usw. Einen Hauptbestandteil bilden dabei meist Lithothamnientrümmer und Fragmente organogener Kalke, ausserdem Ton und Mergelnester. Grobe Breccien sind sehr selten (Bachzweig südöstlich Grauenstein, 2 km östlich Bumbach).

Flyschschiefer: Auch hier herrscht grösste Mannigfaltigkeit.

Durchwegs glimmerige, schmutzig grünlichgraue, bräunliche und schwärzliche Tonschiefer; bald weich, den Hilfenschichten ausserordentlich ähnlich, bald sehr hart und klirrend, blätterig oder spiessig (ähnlich Dachschiefer).

Weniger verbreitet sind hellgraugrüne bis weissliche, mehr oder minder kalkige Fleckenmergel (tertiäre Leimernschichten).

Die Flyschschiefer, besonders die hellen Varietäten, führen öfter *Globigerinen*, *Globorotalien* usw. Die dunklen, glimmerigen Schiefer sind meist ganz steril.

Kalke: Spärlich treten dunkle Kieselkalke auf; in regelmässigen, tafeligen Bänken traf ich sie im «zahmen Flysch», südöstlich Gustiweidli (südwestlich ob Bumbach) in einem Zweigbach des Büetschlibaches; sie scheinen fossilieer.

Sehr selten sind weissliche, dichte Kalke, mit dunkleren Flecken (Fleckenkalke). Nie in Bänken, sondern nur in kleineren eingewalzten Brocken. Proben weisslicher Fleckenkalke erwiesen sich völlig fossilieer (tertiärer Leimernkalk, Alberese). Nur im Oberlauf des Steiglenbaches, wenig nordöstlich ausserhalb des Gebietes, fand ich echte kretazische Leimernschichten mit reicher *Globotruncanen*fauna.

Exotische Breccien, Granite (nur in der SW-Ecke des Kartengebietes): Im Bett des Kaltbaches bei Rotmoos und am Breitwang finden sich — allerdings nur im Schutt — verschiedenartige grobe und feine granitische Breccien, meist glaukonitisch und oft reich an Nummuliten, Orbitoiden, Lithothamnientrümmern usw.

Grüne Granite von ostalpinem Typus liegen als kleinere Blöcke im Bett des Kaltbaches und bei Scheidzaun.

Diese typischen Wildflyschgesteine deuten darauf hin, dass im äussersten SW des Gebietes noch echter Wildflysch vorhanden ist, ähnlich wie am W-Fuss des Sigriswiler Grates (vgl. Lit. 13). Was auf P. BECK'S Karte (Lit. 14) nordöstlich Alp Breitwang als Flysch bezeichnet ist, sind jedoch Valanginienmergel, die der Basis der Kreideserie der Randkette angehören (siehe unten).

Weiter östlich auf Blatt Schangnau selber fehlen eigentliche Wildflyschgesteine ganz.

Taveyannazsandstein: Zur grossen Überraschung zeigte es sich, dass dieses dem Alpenrandflysch fremdartig gegenüberstehende Gestein im Abschnitt Schrattenfluh-Hohgant eine viel grössere Verbreitung besitzt, als man bis jetzt angenommen hatte.

Zwar beobachtete F. J. KAUFMANN schon Taveyannazsandstein im Schutt des Kemmerlibaches (Lit. 60, S. 334); doch blieb ihm das eigentliche Anstehende, die zahlreichen grossen Vorkommen im Gärtlenloch nördlich ob Kemmeribodenbad, unbekannt. An der von KAUFMANN beschriebenen Stelle konnte ich nirgends echten anstehenden Taveyannazsandstein finden. Später hat R. SCHIDER «eine Taveyannazsandsteinbank» aus dem Wassergraben ¹⁾ westlich Kemmeribodenbad erwähnt (Lit. 89, S. 9), ohne freilich deren Zugehörigkeit zu einer der grössten Schürfmassen

¹⁾ Mit dem Namen Wassergraben bezeichnen die Anwohner jenen kesselartigen, tiefen, nach S durch eine hohe Felswand abgeschlossenen Anriss östlich Baumgarten P. 1410, aus dem der Bach herabkommt, welcher 300 m westlich Kemmeribodenbad in die Emme mündet.

dieser Art erkannt zu haben. Den übrigen vielen Vorkommen von Taveyannazsandstein im Flysch der Schratzenfluh (Lit. 45, Fig. 2) schenkte SCHIDER keine Beachtung.

In meinem Untersuchungsgebiet selbst wurden ca. 20 kleinere und grössere Vorkommen von Taveyannazsandstein auf der Karte angegeben. Als grösste Vorkommen nenne ich dasjenige südlich und ein anderes südwestlich Kemmeribodenbad, beide wenig östlich ausserhalb Blatt Schangnau; ferner die etwas weiter westlich gelegenen Vorkommen (südwestlich ob Alp Gepsli) und die Aufschlüsse bei Wimmisalp (4 km südlich Schangnau). Zahlreiche kleinere, regellos zerstreute Vorkommen liegen zwischen Gepsli und der letztgenannten Lokalität. Auch südlich der Grossenegg bei Breitwang sind Taveyannazsandsteinlinsen im Flysch vorauszusetzen, was sich an den zahlreichen Blöcken im Schutt der dortigen Bäche erkennen lässt.

Die Ausbildung des Taveyannazsandsteins im Flysch unserer Gegend weicht von der des autochthonen Gebietes sehr stark ab. Auch mit den Massen an der Basis der Diableretsdecke im Kiental und Kandertal zeigt er keine sonderliche Übereinstimmung. Grösser ist nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. FR. DE QUERVAIN die Ähnlichkeit mit den Vorkommen am Jochpass bei Engelberg.

Meistens fehlt bei unseren Vorkommen die anderwärts so typische Fleckung und Flammung der frischen Fläche. Die Farbe des Gesteins ist grau bis intensiv lauchgrün, Bezeichnend ist ferner die stellenweise grobklastische, brecciöse und konglomeratische Ausbildung. Dabei sind häufig: Bröckchen und Gerölle von andesitischem Eruptivmaterial und granitische Komponenten, kantengerundete oder gerollte glasige und jaspisartige Quarze, Fetzen von Tonschiefer und Kalke. Fast immer treten die leistenförmigen ausgebleichten Feldspäte in diesen Gesteinen gut hervor. Manchmal tritt reichlich eingesprengter Pyrit auf. Die grössten Typen findet man im Sedelbach (2 km östlich Bumbach). Hier befindet sich auf Quote ca. 1230 hart am Rande des Kartengebietes auch eine Partie konglomeratischen Taveyannazsandsteins mit Geröllen von 10—15 und mehr cm Durchmesser. Die Komponenten, offenbar durchwegs Sedimente, sind feinkristalline oder kieselige, auch oolithische Kalke und Mikrobrecien. Eine dieser brecciösen Komponenten enthält zahlreiche *Lithothamnien*fragmente und neben kleinen *Nummuliten* häufig eine auffallend dicke fünfstrahlige *Asterocyclina*, ferner beobachtet man nicht selten *Rotalia tuberculata* SCHUBERT. In einem brecciösen Taveyannazsandsteinblock fand sich ausserdem der Abdruck und Steinkern eines kleinen *Cardium* (Grösse ca. 1 cm; die Schale zeigt 7—8 grobe Rippen).

Meist treten an ein und demselben Vorkommen grösste und feinste Ausbildung gleichzeitig auf, so dass man den Eindruck einer sehr regellosen Sedimentation bekommt.

Bei der grossen petrographischen Mannigfaltigkeit dieser Gruppe wäre eine speziellere Bearbeitung vor allem auch die mikropaläontologische Prüfung der verschiedenen Sedimentkomponenten wünschenswert. Eine solche hat freundlicherweise Herr Dr. FR. DE QUERVAIN in Aussicht gestellt. Gemeinsam mit den emmentalischen Vorkommen sollen auch diejenigen aus dem subalpinen Flysch des Pilatusgebietes (Sammlung Prof. A. BUXTORF) eine Untersuchung erfahren.

Nummuliten- und Lithothamnienkalke: Von dem Erosionshalbrund der Jurtentiefe (2 km im SSE von Bumbach) treten gegen NE zu im Flysch mehrfach verschürfte Massen von Nummulitenkalken auf, die als klotzige Felsköpfe und Riffe aus den weichen Flyschgesteinen aufragen.

Die grössten und schon seit F. J. KAUFMANN bekannten (Lit. 60, S. 325; 333 ff.) und von ihm ausführlich beschriebenen Vorkommen unseres Gebietes sind (vgl. Taf. II, Prof. 3 und 5):

der Kemmerlikopf, an der Emme, 2,5 km im ESE von Bumbach;

der Grauenstein, ca. 2 km im ENE von Bumbach;

die bewaldete Felspartie 300 m südöstlich Jurtenalp (ca. 2 km im SSE von Bumbach).

Mit grosser Wahrscheinlichkeit sind die Vorkommen einander analog. Innerhalb der einzelnen Riffe ist eine gewisse stratigraphische Gliederung erkennbar (Lit. 60, S. 333; 45, S. 532 ff.). An allen den genannten grossen Linsen tritt übereinstimmend dunkler, spätiger, an Nummuliten armer und heller, an Nummuliten reicher Kalk auf; ebenso zeigen sich bei den Vorkommen Übergänge in fast reine weisse (seltener sandige) Lithothamnienkalke.

Immer trifft man auch eine grosse Auster (*Ostrea gigantea*), mit der die Gipfelpartie des Grauenstein förmlich gespickt ist. *Nummulites complanatus* tritt bei Kemmerlikopf und bei Grauenstein auf.

Im Schrattenfluhgebiet sind diese Gesteine noch ganz besonders durch das Vorkommen von *Alveolina* ausgezeichnet, deren stellenweise massenhaftes Auftreten dort zur Bildung von Alveolinkalken geführt hat (Lit. 45; 104).

Kleinere Vorkommen von Lithothamnien- und Nummulitenkalken wurden auf der Karte angegeben (vgl. auch Lit. 45).

Lias (? Sinémurien): Am E- und W-Abhang der Grossenegg (4 km südlich Schangnau) im Bachschutt und in den grossen Moränenanrissen an der Mündung des von Windbruch herabkommenden Baches finden sich hie und da Stücke eines schwach rötlichbräunlichen, glaukonitischen Echinodermen-Spatkalkes, den ich seinem Aussehen nach zum Lias stellen möchte. Das Anstehende, obwohl von KAUFMANN (Lit. 60, S. 324) in allen Einzelheiten beschrieben, konnte ich nicht finden (vgl. auch BECK, Lit. 13, S. 61). KAUFMANN stellt allerdings diese Gesteine zum Dogger. Das Vorkommen ist ein Analogon zu den altbekannten «Klippen» im Flysch des Sigriswilergrates bei Bodmi und Zettenalp.

c) Alter, Herkunft und tektonische Stellung.

Die genauere stratigraphische Stellung einer grösseren Zahl von Gesteinskomplexen innerhalb der Flyschzone des Schrattenfluh-Hohgantabschnittes ist auch heute noch nicht sichergestellt.

R. SCHIDER weist die Hauptmasse des Alpenrandflysches im Schrattenfluhgebiet auf Grund des Fundes einer kleinen, als *Nummulina variolaria* bestimmten Form an der Thoregg (Lit. 89, S. 8) ins Bartonien (olim Auversien).

Als ausschlaggebend für die Altersbestimmung des Flysches kommen einzig fossilführende Schichten in Betracht, welche mit der Hauptmasse der Sandstein-Schieferbildungen in normalem stratigraphischen Schichtverband stehen und womöglich durch allmähliche Übergänge damit verknüpft sind.

Als solche stratigraphische Einschaltungen im Flysch betrachte ich nun in erster Linie die foraminiferenreichen Bänke im hintersten Kadhausgraben (südwestlich P. 1263), nahe der Molassegrenze (Taf. II, Prof. 2); auf der Höhe P. 1436 nordöstlich Kadhaus (Taf. II, Prof. 1); im obersten Steiglenbach (südwestlich Alp Steinwäng, schon auf Siegfriedblatt Sörenberg).

Es ist dies die Grobsandfacies F. J. KAUFMANN'S (Lit. 60, S. 339, 350/351). Diese Grobsandfacies ist ein echtes Flyschgestein und besitzt in unserem Gebiet eine ziemliche Verbreitung, wobei sie häufig ganz regellos und allmählich aus gewöhnlichen Flyschsandsteinen hervorgeht. Einige weitere Fundpunkte dieses interessanten Gesteins seien noch genauer bezeichnet:

Nähere Umgebung von Säuberg, 1,6 km im ENE von Bumbach.

Bach gegenüber Schwand, südöstlich Zweig Kurve 1110 auf der Blattgrenze.

Nordwestlicher Zweig des Kemmerlibaches auf Kurve 1150.

Direkte Übergänge der Grobsandfacies in neutralgraue, glimmerige, völlig sterile Flyschsandsteine beobachten wir im Sedelbach nördlich des Nummulitenkalkklotzes des Grauensteins auf Kurve 1080 (Taf. II, Prof. 3).

Im schon genannten Bach gegenüber Schwand auf Kurve 1150—1160 treffen wir auch die Grobsandfacies in ihrer grössten Ausbildung (Breccie: s. S. 51).

Die Gesteine der aufgezählten Fundpunkte stimmen weitgehend untereinander überein und lassen sich ausserdem mit dem erwähnten Vorkommen von Thoregg parallelisieren, das, wie schon KAUFMANN beschreibt (Lit. 60, S. 345/346) und R. SCHIDER (Lit. 89, S. 8) hervorhebt, als normales Glied in der Schichtserie des Flysches aufgefasst werden muss.

Die Gesteine der Grobsandfacies sind je nachdem mehr oder weniger sandig und foraminiferenführend. Sie bilden eine Übergangsreihe von grobkörnigem, äusserst zähem quarzitischem Sandstein, der mit dunklen, rauhen Krusten anwittert (Säuberg), bis zu sehr kalkreichen Nummuliten-, Orbitoiden- und Lithothamnienbreccien (Kadhausgraben, Sedelbach). Die Gesteine führen

immer Glaukonit, mit dem nicht selten die Kammern der Foraminiferen völlig injiziert sind, und glasartig klare Quarzkörner. Oft ist das Gestein von kleinen und grösseren Tonnestern durchsetzt. Die Fauna, zum Teil ausserordentlich reich, ist jedoch häufig nur fragmentär. Es finden sich neben vielen anderen Resten hauptsächlich:

Heterosteginen, *Discocyclinen*, *Asterocyclinen*, kleine *Nummuliten* aus der Gruppe des *N. variolarius*, stets reichlich *Lithothamnien*trümmer.

Die Flyschmergel, insbesondere die hellen Varietäten, führen eine nicht allzu reichliche Fauna von *Globigerinen*, *Globorotalien* usw. Die auf kretazisches Alter hinweisenden *Globotruncanen* fanden sich nur in echten Leimernkalken, die als spärliche Brocken und Fetzen hin und wieder am N-Fuss der Schrattenfluh (Quellrunsen des Steiglenbaches) in den dort besonders wirr gelagerten Flyschmassen auftreten. Die dunklen tonigen Flyschschiefer meines Untersuchungsgebietes sind zum grossen Teil fossilarm oder ganz frei von Fossilien.

Die Hauptmasse des subalpinen Flysches besitzt sonach obereocaenes Alter.

R. SCHIDER nimmt (Lit. 89) für die Sandstein-Schiefer-Grundmasse des subalpinen Flysches der Schrattenfluh Herkunft aus der normalen helvetischen Eocaenserie (Stadschiefer) an. Diese Ansicht kann meines Erachtens nicht aufrechterhalten werden. Nirgends lassen sich sichere Stadschiefer (in denen übrigens Sandsteine eher selten auftreten) feststellen. Vielmehr zeigt die Schiefer-Sandstein-Grundmasse im subalpinen Flyschgebiet unseres Untersuchungsgebietes grosse Übereinstimmung mit dem Flysch der Schlieren-Habkernmulde und darf wohl zum grossen Teil als Schlierenflysch angesprochen werden. Nur selten kommt der Flysch im Untersuchungsgebiet der ganz typischen Ausbildung des Wildflysches nahe; vereinzelt treten aber ölquarzitähnliche Komponenten auf. Die grösste Ähnlichkeit besitzt der Flysch unseres Abschnittes mit der von P. LIECHTI beschriebenen Flyschregion südlich des Thunersees (Lit. 63).

Nach dem Gesagten halte ich es für wahrscheinlich, dass der subalpine Flysch ultrahelvetischer Herkunft sei, und zwar dürfte er am ehesten dem nördlichen Teil des Ultrahelvetischen, nahe dem S-Rand des Helvetischen (Drusbergdecke), angehört haben.

Eine eigentliche Tektonik besitzt der Flysch des Alpenrandes nicht. Zwar zeigen die Schichten zahlreicher Aufschlüsse in schönster Weise alle tektonischen Erscheinungen, wie Faltungen, Biegungen, Knickungen usw. Doch fehlen verfolgbare grössere Strukturen, aus denen ein Zustandekommen des verwickelten Baues und damit auch die ursprüngliche räumliche Anordnung der am Aufbau der Zone beteiligten Gesteinsserien einigermaßen herauszulesen wäre.

Sehr wahrscheinlich setzt sich der subalpine Flysch nicht in gleichbleibender Mächtigkeit unter der Randkette fort, sondern ist vor der Stirn derselben zusammengehäuft und aufgestaut.

Es wurde oben bereits angedeutet, dass die im Flysch steckenden Nummuliten-Lithothamnienkalke (Kemmerlikopf, Grauenstein, Jurten usw.) unter sich übereinstimmen. Bei dem Vorkommen von Jurtentiefe (Taf. II, Prof. 5) tritt ausserdem im Hangenden des Nummulitenkalkes ein dem Hohgant-sandstein ähnliches Gestein auf, das mit dem hellen Quarzsandstein, welcher die Serie Wangschichten-Nummulitenkalk in den Vorkommen am Fuss der Schrattenfluh normal überlagert (Taf. II; Lit. 45, S. 535, Fig. 2; S. 536), identisch ist. Ich nehme daher heute an, dass alle genannten, im Flysch unseres Gebietes isoliert auftretenden Nummuliten- und Lithothamnienkalke gleiche Herkunft und gleiche tektonische Stellung besitzen wie die Nummulitenkalke am Fuss der Schrattenfluh, die zum Teil noch im normalen stratigraphischen Verband mit Wangschichten stehen. Das Alter der Nummulitenkalke ist Lutétien; darüber transgredieren bei normaler Schichtfolge (vgl. Lit. 45) Schiefer (? Pectinidenschiefer) und Quarzsandsteine vom Hohgantsandsteintypus, die wahrscheinlich zum Bartonien zu stellen sind.

Bis jetzt wurden die Nummulitenkalke und die an der Schrattenfluh zusammen mit ihnen auftretenden Wangschichten scharf vom Flysch abgetrennt und als fremde Einschlüsse betrachtet.

Schon früher (Lit. 45, S. 536) wurde aber darauf aufmerksam gemacht, dass es merkwürdig erscheint, dass nahezu alle entlang dem Fuss der Schrattenfluh auftretenden Wangschichten-Nummulitenkalkvorkommen normale Lagerung zeigen. Fasst man die Vorkommen als echte Einschlüsse

im Flysch auf, so führt dies zu ziemlich komplizierten Anschauungen, und wir hätten entsprechend dem reihenweisen Auftreten, Abschürfung und Verfrachtung eines ganzen langen Deckenstückes voranzusetzen.

Die Erklärung stösst auf weniger Schwierigkeiten, wenn wir die Wangschichten und die sie begleitende Eocaenserie selbst noch als ehemaliges normales Liegendes der obereocaenen Flyschgesteine betrachten und ähnlich wie in der Molasse mehrfache Verschuppung von älteren Schichtgliedern (Wangschichten und Nummulitenkalke) mit jüngerem Flysch annehmen, wobei allerdings der Schuppencharakter viel weniger deutlich ausgeprägt erscheint, da infolge hoher Plastizität der Flyschsedimente der Zusammenhang grösserer tektonischer Elemente nicht bestehen blieb und die so zerlegten Teilstücke bei weiterem Vorschub tektonisch oft ihre eigenen Wege gingen. Dabei haben die als solche gut kenntlichen Nummulitenkalke und Wangschichten infolge ihrer massigen Gesteinsbeschaffenheit sich grossenteils wie echte Einschlüsse verhalten und stünden trotz ihres isolierten tektonischen Vorkommens dem Flysch nicht wesentlich fremder gegenüber als zerrissene und in Linsen aufgelöste Bänke von Flyschsandstein und Flyschquarziten.

Deutliche Überschiebungen und Verschuppungen grösseren Stiles beobachten wir denn auch an Aufschlüssen im Steiglenbach südlich Steinwäng, im Sedelbach zwischen Säuberg und Grauenstein und im Bach von Unter-Jurteneggli (ca. 1 km südöstlich Bumbach) auf Kurve ca. 1070. Hier werden jeweils schwärzliche, wildflyschartige Schiefer mit darinsteckenden zerrissenen Sandsteinbrocken, eingewalzten Quarziten usw. durch eine scharfe Überschiebungsfläche getrennt von hellgrünlichen und weisslichen Fleckenmergeln, im letzten Falle — bei Unter-Jurteneggli — von ruhig gelagerten, sandsteinfreien hilferrähnlichen Tonschiefern.

d) Zusammenfassung.

Zusammenfassend ergibt sich, dass ausser dem (?) Lias von Grossenegg und möglicherweise den rötlichen Quarziten von Bühlmannschwand als echter, dem Flysch ganz fremder Einschluss eigentlich nur der Taveyannazsandstein verbleibt, der als sicheres nordhelvetisches Leitgestein zu gelten hat und durch die Überschiebungsmasse der Niederhorndecke von den tieferen helvetischen Einheiten (Diablerets-Decke) abgetrennt und in den Flysch verschleppt — dort wohl auch noch mehrfach durch Verschuppungen des Flysches mit demselben vermengt wurde. In den Bächen westlich Gepsli, unweit Kemmeribodenbad, treffen wir häufige Repetitionen von Taveyannazsandstein mit Schiefen, wobei es allerdings nicht ausgeschlossen ist, dass es sich in einzelnen Fällen um normal dem Taveyannazsandstein eingeschaltete Dachschieferlagen handelt.

(vgl. Furtw
+ Reber 19

Wir gelangen somit für den Alpenrandflysch von SW nach NE zu folgender Übersicht:

Echter Wildflysch mit exotischen Blöcken (Habkerngraniten, bunten Flyschbreccien, Einschlüssen von Gesteinen der Klippendecke) tritt vom Thunersee gegen NE nur bis zur Grossenegg am W-Ende des Hohgant auf. Von hier gegen die Emme treffen wir häufig ruhig gelagerten Flysch. Typischer Wildflysch setzt erst wieder weiter im NE (Schafmatt-Schimberg) ein (Lit. 68, S. 35) und ist auch im Pilatusgebiet vorhanden (Lit. 25, S. 300).

Nummulitenkalke fehlen vom Thunersee bis zur Jurtentiefe südlich Bumbach ganz, sind dann aber von hier nach NE sehr bezeichnend. Stellenweise (Schrattenfluhgebiet) treffen wir sie in der sonst seltenen Ausbildung als Alveolinenkalke.

Wangschichten, oft in stratigraphischer Verknüpfung mit den eben genannten Nummulitenkalken, finden sich im subalpinen Gebiet nur zwischen Grosser Emme und Waldemme. Im Wildflysch der Schlierenmulde, also im Hangenden der Randkette, wurden sie von H. MOLLET (Lit. 68, S. 37) beschrieben, und weiterhin sind sie aus dem Flysch der Klippenunterlage am Vierwaldstättersee bekannt. Das Vorkommen einer Serie Wangschichten — Nummulitenkalk (Alveolinen führend) — Schiefer und Quarzsandstein bei Gören am N-Fuss des Stanserhorns, das A. TOBLER (Lit. 104, S. 178) namhaft gemacht hat, stimmt hinsichtlich der stratigraphischen Folge und des Auftretens bis in alle

Einzelheiten mit den Schichtpaketen am N-Fuss der Schrattenfluh überein, so dass eine Parallelisation und damit gleiche Herkunft aller dieser aufgeführten Vorkommen von Wanggesteinen im Flysch als gesichert gelten darf. Die Wangschichten und die sie stellenweise normal überlagernde Eocaenserie ordnen sich so zu einer Zone an, welche von der Grossen Emme gegen NE die Randkette schief überschneidet. Die Wangschichten dieser Zone zeichnen sich vor denen der südhelvetischen Facies (Brienzergrat, Drusberg-Decke) durch ihren Reichtum an *Inoceramen* aus.

Der Taveyannazsandstein schliesslich tritt vom Thunersee an (Merligen, Tanzbodenfluh) durchgehend bis zum Vierwaldstättersee im subalpinen Flysch auf (Lit. 24; 25, S. 300). Die grössten und zahlreichsten Vorkommen befinden sich im Abschnitt Hohgant-Schrattenfluh. Die Einschlüsse von Taveyannazsandstein treffen wir ihrer Herkunft gemäss mit Vorliebe nahe unter der Überschiebungsfläche der Randkette an.

Eine sichere stratigraphische und tektonische Analyse der subalpinen Flyschmassen ist heute noch nicht möglich. Doch mag die vorausgehende, mehr in der kurzen Form einer Aufzählung gehaltene Besprechung immerhin einen orientierenden Überblick geben. Die genaue Bestimmung der zum Teil reichen Mikrofaunen der Flyschgesteine steht noch ganz aus. Späteren Forschungen und Detailuntersuchungen bietet sich im subalpinen Flysch des Hohgant-Schrattenfluhgebietes ein weites und dankbares Feld.

Kreide und Eocaen der Randkette.

A. Stratigraphie.

Von allen Teilstücken des helvetischen Alpen-N-Randes hat bis jetzt einzig die Schichtfolge der Hohgant-Kette, d. h. der Abschnitt zwischen Zug und Grosser Emme, keine neueren Untersuchungen erfahren. F. J. KAUFMANN gibt nur ein ganz summarisches Profil des Hohgant.

Im südwestlich anstossenden Gebiet hat P. BECK (Lit. 13) und in neuerer Zeit W. SCHNEEBERGER (Lit. 91) die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette bis zum Thunersee sorgfältig untersucht. Das Schrattenflugebiet, die Fortsetzung der Hohgant-Kette nach NE, wurde von R. SCHIDER kartiert (Lit. 89). Doch ist hier die spezielle Stratigraphie nicht eingehend genug behandelt, um Anhaltspunkte für Faciesvergleiche zu bieten.

Durch die nähere stratigraphische Untersuchung der helvetischen Kreideschichtfolge unseres Gebietes lässt sich nun eine ziemlich lückenlose Verbindung der gutbekannten Abschnitte Pilatus-Schimberg-Schrattenfluh einerseits und Sigriswilergrat-Niederhorn andererseits herstellen.

I. Kreide.

Von der Kreideserie ist nur der untere Teil vom Valanginien bis zum oberen Schrattenkalk vertreten.

a) Valanginienmergel.

Den tiefsten Kreidehorizont bilden im Hohgantgebiet die Valanginienmergel. Durchgehend lässt sich von unten nach oben eine Dreiteilung erkennen:

1. Valanginienmergel s. str.
2. Onkoidische Kalke.
3. Kalkbänken und Mergelschiefer-Wechselagerung.

Wie überall sonst zwischen Vierwaldstätter- und Thunersee bilden die Valanginienmergel den Gleithorizont für die Schubmasse der Randkette. Als plastische Zone begünstigten sie die Loslösung der helvetischen Kreideserie vom dazugehörigen Jura, welcher südlich (Brienzersee, Faulhorngruppe) zurückblieb. Die tektonische Trennungsfläche hält sich aber an kein bestimmtes Niveau. Daher schwankt die Mächtigkeit der Valanginienmergel in weiten Grenzen. Sie können auch ganz fehlen.

1. Valanginienmergel s. str.

Es sind zum grössten Teil gelbbraun anwitternde, schwärzlichgraue Mergel, die im unteren Teil weich und erdig, im höheren Teil mehr kalkig ausgebildet sind und nur selten feinsten Glimmer führen. Knollige Kalklagen bilden auch hier ein bekanntes charakteristisches Merkmal. Die Grundmasse der Knollen ist unregelmässig körnig und enthält viel Spongiennadeln, spärlich Textulariden, feinen Quarz und keinen Glaukonit. Die wahre Mächtigkeit dieser tiefsten Abteilung der Kreideserie ist schwer zu bestimmen. Sie mag wohl gegen 100 m betragen.

2. Onkoidische Kalke.

Als konstantes Glied tritt in unserem Gebiet als Einschaltung in den Valanginienmergeln eine 3—7 m mächtige Partie harter, bankiger Kalke auf, die eine ausgeprägte Onkoidstruktur aufweisen.

Die Kalke sind grobspätig, führen Quarz, Bryozoenreste, Seeigelstacheln und reichlich Echinodermenfragmente, jedoch keinen Glaukonit. Die Onkoide stellen echte Geröllchen eines tonig-kalkigen Sedimentes dar und enthalten in vielen Fällen als Kern einen organischen Rest, besonders Milioliden und andere Foraminiferen. Eigentliche Oolithe kommen nicht vor (vgl. Lit. 51, S. 438).

Diese gut kenntliche Einlagerung onkoidischer Kalke in den Valanginienmergeln stellt eine neritische Bildung dar.

Ihrer stratigraphischen Stellung nach und auch in ihrem inneren Aufbau entsprechen die onkoidischen Kalke des Hohgantgebietes den Knötchenschichten des Justistales (Lit. 13, S. 7; 91, S. 13, 23).

Ausserdem liegt es nahe, die onkoidischen Kalke mit dem von A. BUXTORF (Lit. 21, S. 24; 22, S. 11) in der Pilatus- und Axendecke der Rigihochfluhkette ausgeschiedenen Spitzernkalk in Beziehung zu setzen. Im Dünnschliff stimmen Spitzernkalk des Vitznauerstockes (Stockrübi, Lit. 22, S. 11) mit den onkoidischen Kalken des Hohgantgebietes völlig überein.

Weiterhin treten in verschiedenen anderen Gebieten Einlagerungen auf, die sich gleichfalls mit der eben besprochenen Schichtgruppe der onkoidischen Kalke vergleichen lassen, möglicherweise deren Äquivalent darstellen (z. B. ARNOLD HEIM, Lit. 55, S. 185; H. ADRIAN 1, S. 275; H. STAUFFER, 94, S. 56; K. GOLDSCHMID, 40, S. 204 [Prof. G, 3], *ibid.* S. 214).

3. Kalkbänkchen und Mergelschiefer-Wechselagerung.

Über den onkoidischen Kalken folgt eine in verschiedenen Profilen verschieden mächtige Abteilung gut ausgeprägter Bänkchen von mergeligen, feinkörnigen Kalken mit bauchig abgerundeten Ecken und Kanten. Zwischengelagert sind schiefrig-kalkige, vielfach auch tonige Mergel. Mitunter, besonders im höheren Teil, zeigen die Kalkbänkchen eine ausserordentlich dichte Struktur mit schlierigen Flecken und lassen im Dünnschliff eine feinstkörnige kristalline Grundmasse, rekristallisierte? Radiolarien, hie und da Spongiennadeln und Textulariden erkennen. Die dichten blaugrauen Kalkbänkchen in den obersten Valanginienmergeln sind kein lokal auf das Hohgantgebiet beschränktes Charakteristikum. Ebensolche Bildungen werden von verschiedenen Autoren erwähnt; ARN. HEIM, Lit. 55, S. 168, 185, 186; Lit. 51, S. 451; H. ADRIAN, 1, S. 295 (Schicht 40), P. LIECHTI, 63, S. 204 (Prof. G, 2).

Entsprechend den im vorausgehenden gezogenen Parallelen darf die eben beschriebene Kalk-Mergelwechselfolge als Vertreter der Spitzernmergel (Lit. 21, S. 24; 22, S. 11) aufgefasst werden.

AUFSCHLÜSSE.

Infolge der ausserordentlich starken Verschuttung des Bergfusses der Hohgant-N-Front treten die Valanginienmergel nur an einigen Stellen zutage.

Am W-Ende des Hohgant (Widderfeld) oberhalb Ober-Hungerschwand sind die kalkknollenführenden Valanginienmergel verschuppt mit wildgelagertem, zerrissene Sandsteinbänke einschliessendem Flysch. Von der Grenze unseres Kartengebietes ziehen sich diese Valanginienmergel noch weiter gegen S, wo sie auf dem Rücken von Breitwang viel bedeutender entblösst sind. Hier wurden sie von P. BECK (Lit. 14) irrtümlich als Flysch kartiert, von welchem sie sich vor allem durch das Fehlen von Glimmer unterscheiden.

Auf der Gratkante, südöstlich des kleinen Passüberganges von P. 1454 am S-Rand des Kartenblattes Schangnau sind auf Kurve ca. 1510 ausserdem die onkoidischen Kalke gut entwickelt. Weiter nach E zu treten Valanginienmergel auf bei Alp Luterswängi, einige Schritte östlich der Hütte mit 55° nach S einfallend. Die besten und günstigsten Aufschlüsse finden sich im Kern des Gewölbes Schwarzenegg-Rothenfluh, das von Schwarzenegg (Taf. II, Prof. 5) mit NE-Richtung zur Rothenfluh nordöstlich ob Kemmeribodenbad hinüber streicht (vgl. Exkursionsbericht, Lit. 45, S. 535, Fig. 2). Besonders seien die grossen Anrisse im Wassergraben östlich P. 1410 (Taf. II, Prof. 4) erwähnt, wo der obere Teil der Valanginienmergel gut beobachtbar ist und wo auch das folgende Profil aufgenommen wurde.

Profil Valanginienmergel-Valanginienkalk östlich Baumgartenalp, P. 1410, S-Wand des Wassergrabens.

- Liegendes: Etwa 90 m Valanginienmergel mit knolligen Kalklagen.
1. Valanginienmergel mit dünnen Bänken grauer, fast dichter Mergelkalke von splitterigem, glattem Bruch. Zuoberst:
 - 0,3 m Aschgraue kalkige Mergel, in feuchtem Zustand schwärzlich.
 - 0,1 m Hellgraues, dichtes Kalkbänken mit gelbrostigen Anflügen infolge feinverteilten Pyritgehaltes.
 - 0,08 m Mergel und stark toniger Mergelkalk.
 2. 3 m Onkoidische Kalke: Kompakte, feste Kalke, durchaus onkoidisch in scharfkantigen Bänken von 5—15 cm. Die bald mehr bald weniger spätigen Kalke sind frisch dunkelbläulichgrau mit oft sehr tiefgehenden rötlichbraunen Verwitterungshöfen. Nach oben werden die Bänken dünner und bilden wellige flaserige Lagen. Diese spalten bei der Verwitterung in sandig rauhe, schuppige Blätter von brüchiger, mürber Beschaffenheit.
 3. 5 m Kalkbänken und Mergelschiefer-Wechselagerung: Weiche, jedoch zäh kompakte, 10—12 cm starke Mergelkalkbänken, im Profil mit gerundeten Anwitterungsformen; hellgrau. Verschiedentlich mit Einschaltungen brauner, spiessig zerfallender Mergel in 15—30 cm mächtigen Partien. Gegen oben werden die Kalkbänken immer dichter, zerspringen splitterig, mit muscheligen Bruch und erinnern weitgehend an Diphyoideskalk. Sodann schalten sich zwischen die dichten Mergelkalkbänken anstatt der Mergel dünne, bis 3 cm messende Lamellen eines harten spätigen Kalkes ein.
 3. 2,3 m Allmählich bräunlich werdende Kalke.
 4. 3,3 m Graue, sehr feinkörnige, fast dichte Kalkbänken von 5—10 cm Mächtigkeit mit schieferigen-mergeligen Zwischenlagen von etwa 20 cm.
 5. Stratigraphisches Niveau der Ammonitenschicht im Wassergraben, an der Basis des Valanginienkalkes.
 6. Eigentlicher Valanginienkalk (14 m + x m); feinkristalliner, bräunlichgrauer Kalk, bituminös, auf Spältchen und in Drusen bisweilen dünnflüssiges Öl. Zwischenlagen schieferig und feinsandig, bis 20 cm mächtig. Der Kalk wird nach oben spätiger, dann wieder dichter; gute Bankung von 10—20 cm. Hauptmasse: Hellbräunlicher, feinspätiger Valanginienkalk.

Auch an der Schrattenfluh treten an der Basis der Kreideserie, wie früher (Lit. 45, S. 534, 535; Fig. 2) schon bemerkt, an vielen Orten die Valanginienmergel, die nach SCHIDER (Lit. 89, S. 2) fehlen sollen, zutage. Besonders mächtig (? aufgestaut) und in typischer Ausbildung beobachtete ich sie am N-Hang des Hengst südöstlich Tann und am Fuss der Hählen oberhalb Schafweidli.

FACIES.

An Fossilien konnten in den Valanginienmergeln nur zwei schlechterhaltene, enggerippte *Ammoniten* gefunden werden. Die Mergel gewinnen von NE (Pilatus) gegen SW (Justistal) immer mehr bathyalen Charakter. Die Austern (*Exogyra Couloni* D'ORB.) führenden Sedimente im NE, wobei MOLLET (Lit. 68, S. 5) ausserdem noch *Korallen* erwähnt, dürfen als Flachseebildungen aufgefasst werden. Die Austern verschwinden rasch, und vereinzelt Ammoniten (Hohgantgebiet) leiten zu der tiefmeerischen und ausserordentlich mächtig entwickelten Facies der Valanginienmergel des Justistales über, welche bekanntlich im Ründelengraben reiche Faunen verkiester Cephalopoden geliefert haben. Auch die Foraminiferen sprechen nach W. SCHNEEBERGER (Lit. 91, S. 22) für Ablagerung im bathyalen Bereich.

Die dichten Kalkbänken im oberen Teil der Valanginienmergel unseres Gebietes mit Radiolarien und Schwammnadeln sind offenbar ebenfalls schon pelagische Absätze.

Was die vorgenommene stratigraphische Gleichstellung der obersten Abteilungen der Valanginienmergel mit Spitzernkalk und Spitzernmergel und die Einreihung ins Faciesschema anbetrifft, so orientiert darüber die von A. BUXTORF (Lit. 21, S. 24) gegebene Textfigur: Die Profile des Hohgantabschnittes lassen sich — auch hinsichtlich der stratigraphischen Ausbildung höherer Stufen (Valanginienkalk, Kieselkalk) — ungezwungen einfügen zwischen die Profile der Bürgenstockdecke und der Drusbergdecke. Schon hieraus ergibt sich der stark südliche helvetische Faciestypus der Kreide unseres Gebietes; im folgenden wird dies noch deutlicher hervortreten.

b) Valanginienkalk.

Die äusserst wechselvolle, von Ort zu Ort veränderliche lithologische Ausbildung und die raschen Schwankungen der Mächtigkeiten des Valanginienkalkes gestatten keine für das ganze Gebiet gültige

Gliederung. Jedes einzelne Profil besitzt seine Besonderheiten, und es bestehen innerhalb des Valanginien, wie schon ARN. HEIM (Lit. 50, S. 11) betont, keine einfachen Gesetzmässigkeiten.

AUSBILDUNG.

Das Hauptgestein bilden graubräunliche, bald mehr, bald weniger spätige, feste gebankte Kalke mit weisslicher oder gelbbrauner Anwitterungsfarbe. Von schiefrigen Mergelkalken über feinkörnig kristallinische Varietäten bis zu groben Echinodermenspatkalken finden sich alle Übergänge. Ebenso kommen fast ganz dichte Kalke (unterster Teil) als auch quarzreiche Sandkalke, ja stellenweise regelrechte Sandsteine vor (oberster Teil).

Im allgemeinen wird der Valanginienkalk nach oben gröber und massiger (Echinodermenbreccien). Im untersten Teil hingegen treten fast allorts mergelig-schiefrige Kalke auf, die beim Anschlagen einen stark bituminösen Geruch verbreiten.

Kieselkalke, welche weiter im SW im Justistal und südlich des Thunersees eine grosse Bedeutung erlangen und dort zu mannigfachen Verwechslungen Anlass gaben, kommen in unserem Gebiet ebenfalls vor. Sie gleichen in der Ausbildung (Bankung mit Schieferzwischenlagen) völlig dem Hauterivien-Kieselkalk und sind in tektonisch komplizierteren Abschnitten wie Schwarzenegg, Jurtenfluh und Kemmeribodenfluh nur schwer vom letzteren zu unterscheiden.

Die bekannten bandartigen Silexlagen oder Knollen sind nicht in allen Profilen anzutreffen. Ihre Häufigkeit wechselt stark; sie sind an kein bestimmtes stratigraphisches Niveau gebunden. Im Abschnitt Schratzenfluh-Hohgant scheinen sie eher die untere Abteilung des Valanginienkalkes zu charakterisieren.

Eine sichere Bestimmung der normalen Mächtigkeit ist nur in seltenen Fällen möglich. Sie schwankt zwischen 30—40 m (Hohgant-W-Ende) und ca. 80—? 100 m (südlich Kemmeribodenbad und an der Rothenfluh).

UNTERGRENZE DES VALANGINIENKALKES.

Da in unserem Gebiet die oberste Abteilung der Valanginienmergel zum grossen Teil kalkige Ausbildung zeigt, ist die Untergrenze des Valanginienkalkes nicht wie in nördlicheren Faciesgebieten (Pilatus-Schafmatt) durch das scharfe Absetzen einer reinen Mergelfacies gegen die darüber folgende neritische Kalkfacies deutlich gekennzeichnet. Immerhin ist ein lithologischer und facieller Wechsel im Gelände gut erkennbar. Durch das Auffinden eines ausgezeichneten paläontologisch und lithologisch gut charakterisierten Leithorizontes jedoch ist es auch in unserem Gebiet möglich geworden, eine einwandfreie Abgrenzung vorzunehmen.

a) Der Ammonitenhorizont an der Basis des Valanginienkalkes.

In einer Felsrinne am westlichen Rand des Wassergrabens, etwa 750 m südwestlich von Kemmeribodenbad, werden im N-Schenkel des Gewölbes Schwarzenegg-Rothenfluh die vielfach wechselnden, regelmässigen Kalk- und Mergelfolgen der oberen Valanginienmergel von einer starken Kalkbank überlagert, welche als die Basis des Valanginienkalkes aufzufassen ist. Hier an der Unterfläche des Valanginienkalkes gelang es, auf Kurve etwa 1300, eine Ammonitenfauna aufzufinden.

Die mit einiger Mühe gewonnene Fauna lässt infolge ihrer wenig guten Erhaltung keine einwandfreie Bestimmung zu. Die Ammoniten, meist ausserordentlich fest mit dem Gestein verwachsen, treten nur spärlich auf und sind mitunter weitgehend deformiert. Es handelt sich zum überwiegenden Teil um Steinkerne grosser Hopliten (Durchmesser bis 20 cm), die in ihrer Mehrzahl aller Wahrscheinlichkeit nach der Formengruppe des

Hoplites (Thurmannites) Thurmanni PICT. und CAMP.

zugehören. Ausserdem scheinen Exemplare aus der Formenreihe der Neocomiten vertreten zu sein. Als eine Eigentümlichkeit dieses Fossilhorizontes sei angeführt, dass eine Grossezahl der Ammonitensteinkerne aus einem dichten, grauen Kalk bestehen, der weitgehend den Kalken der Diphyoides-

kalkfacies gleicht und sich vom Nebengestein deutlich unterscheidet. Es ist daher anzunehmen, dass die Ammoniten mit dem Nebengestein nicht ganz gleichalterig sind und sich also nicht strikte auf primärer Lagerstätte befinden.

Diesem, bis jetzt in der helvetischen Unterkreide der Zentral- und Westschweiz nicht bekannten Fossilniveau kommt meines Erachtens deshalb eine grössere Bedeutung zu, da es offenbar in gleicher stratigraphischer Lage auftritt wie die Schichten, welche in den Chaînes subalpines nordwestlich von Grenoble die berühmte Fauna von Fontanil geliefert haben (Calcaires du Fontanil).

Der neu aufgefundenene Ammonitenhorizont ist nicht durchgehend entwickelt (s. Profile S. 59 und S. 64). In den meisten daraufhin untersuchten Profilen scheint er primär zu fehlen. Dabei ist allerdings der Mangel geeigneter Aufschlüsse hinderlich, da die Unterfläche des Valanginienkalkes nur in den seltensten Fällen in grösserem Ausmasse der Beobachtung zugänglich ist. Doch spricht der Umstand, dass sich die Ammonitenlage auch an der Schrattenfluh in genau der gleichen stratigraphischen Höhe wieder auffinden liess, für die Niveaubeständigkeit des Horizontes. Hier am Fuss der Rothenfluh über den kalkigen obersten Valanginienergeln ist ein deutliches Auskeilen der nur ca. 5—10 cm mächtigen Ammonitenschicht direkt zu beobachten.

Es ist anzunehmen, dass der Ammonitenhorizont an der Basis des Valanginienkalkes zwar nicht überall ausgebildet ist, jedoch dort, wo er auftritt, stets an die Unterfläche des Valanginienkalkes gebunden erscheint.

Es ist von Wichtigkeit, darauf hinzuweisen, dass ARNOLD HEIM aus dem Gebiet der Churfürsten bei Hinterrugg (Lit. 51, S. 433/434) einen Ammonitenhorizont beschreibt, der, da er gleichfalls an der Basis des Valanginienkalkes auftritt und gleichfalls Hopliten enthält, ein stratigraphisches Analogon darstellt zum oben erwähnten Fossilniveau unseres Gebietes. ARNOLD HEIM betrachtet die Cephalopodenbank, an der er ebenfalls ein Auskeilen feststellen konnte, als «ganz lokale Einlagerung». Der gleiche Autor hat fernerhin im Vorarlberg bei Schnepfau nördlich der Canisfluh (Lit. 55, S. 183) «an der unteren Grenze» des Valanginienkalkes *Hoplites (Thurmannites) Thurmanni* PICT. und CAMP. aufgefunden, wobei ausserdem eine nicht zu erwartende, bis ins einzelne gehende Übereinstimmung des dortigen, von ARN. HEIM gegebenen Profiles mit denen unseres Gebietes auffällt.

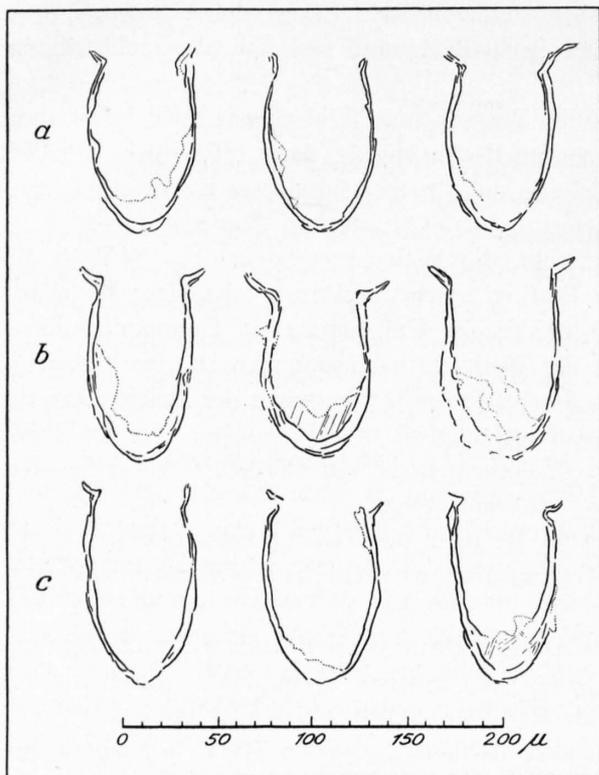
Aus diesen Angaben lässt sich wohl der Schluss ziehen, dass der in Rede stehende Ammonitenhorizont an der Basis des Valanginienkalkes, wenn auch nicht die gleiche Konstanz und Verbreitung wie die übrigen Fossilniveaus der helvetischen Unterkreide (Gemsmättelschicht und Altmannschicht) besitzt, so doch eine ähnliche stratigraphische Gesetzmässigkeit und Niveaubeständigkeit aufweist. Es steht daher zu erwarten, dass auch an anderen Orten mit dem Vorhandensein eines Ammonitenhorizontes an der Basis des Valanginienkalkes gerechnet werden kann.

Während fast alle anderen Fossilniveaus der helvetischen Unterkreide an Glaukonithorizonte gebunden sind, ist dies beim besprochenen Ammonitenhorizont meines Gebietes nicht der Fall. Zwar fehlen in den Dünnschliffen Glaukonit und Quarz keineswegs, und ARNOLD HEIM erwähnt vom Hinterrugg (Lit. 51, S. 433) aus seiner «Cephalopodenbank» sogar «viel dunkelgrünen und wenig hellgrünen Glaukonit». Es scheint sich auch bei der Ammonitenschicht im untern Valanginienkalk um eine Zyklengrenze im Sinne von H. J. FICHTER zu handeln.

Möglicherweise liesse sich durch Auffinden besserer, für eine exakte Bestimmung geeigneter Faunen eine scharfe paläontologische Horizontierung der Grenze Valanginienergeln-Valanginienkalk vornehmen.

b) Calpionellenfunde an der Basis des Valanginienkalkes.

Nicht nur die Steinkerne der Ammoniten aus dem Wassergraben bestehen, wie oben erwähnt, aus einem stellenweise völlig dichten Kalk, sondern auch im Begleitgestein dieses Fossilhorizontes (SW-Ende der Schrattenfluh) und auch dort, wo Ammoniten ganz zu fehlen scheinen, treten in den alleruntersten Schichten des Valanginienkalkes dichte Gesteinspartien oder Bänke auf, die dem Aussehen nach dem Diphyoideskalk verglichen werden können. Bei der Untersuchung der Dünnschliffe von Ammonitensteinkernen als auch der dichten Kalkpartien anderer Profile zeigte sich nun, dass diese ausgezeichnet sind durch das Auftreten von *Calpionella*.



Figur 10. — Calpionellen aus der Basis des Valanginienkalkes (verschiedene Schiffe).

a = Aus Schicht 4 des Valanginiensprofils S. 64.

b = Aus der Basis des Valanginienkalkes an der Rothenfluh (nördlich ob Kemmeribodenbad).

c = Aus Steinkernen von Ammoniten des Ammonitenhorizontes im Wassergraben.

Charakteristisches Merkmal der auch bei unseren Formen auftretende, nach aussen geknickte Öffnungsrand bezeichnet wird. A. JEANNET erwähnt (Lit. 56, S. 557) im Tours-d'Ai-Gebiet *Calpionella alpina* LORENZ aus den Basisschichten des Neocom unmittelbar über sicherem Malm. Die Abbildung, welche dieser Autor (Lit. 56, Fig. 2, Pl. C) gibt, zeigt Calpionellen, die in Form und Grössenverhältnissen auffallend gut mit der an der Basis des Valanginienkalkes des Hohgantgebietes vorkommenden Calpionellenspecies übereinstimmen. Die von A. JEANNET im Bilde wiedergegebene calpionellenreiche Probe stammt jedoch nicht aus Kreide, sondern wäre eine aus dem Tithon herzuleitende Komponente einer Basisbreccie der Couches Rouges.

FACIELLES.

Die Ammonitenfauna an der Basis des Valanginienkalkes und die im gleichen Niveau sich findenden, calpionellenführenden Kalke deuten auf bathyale Facies hin. Es hat sich nämlich gezeigt, dass Calpionellen bis jetzt nur in Absätzen gefunden wurden, welche tiefmeerischen Charakter tragen. Es hängt dies meines Erachtens weniger davon ab, dass Calpionella während der Bildungszeit anderer, nicht bathyaler Ablagerung nicht gelebt hätte, sondern liegt vermutlich daran, dass die Feinheit des Kornes, welche alle bathyalen Sedimente auszeichnet, der fossilen Überlieferung von Calpionella besonders günstig ist; schon bei geringer Kristallinität der Sedimentgrundmasse sucht man nach Calpionellen vergebens.

Die Funde von Calpionella im gleichen stratigraphischen Niveau und an verschiedenen Orten meines Gebietes lassen den Schluss ziehen, dass hier allenthalben die Basis des Valanginienkalkes noch eine bathyale Bildung darstellt. Darauf folgt allerdings ein rascher Wechsel zur neritischen Kalkfacies.

Wie die nebenstehenden Abbildungen zeigen, handelt es sich um eine sehr grosse, anscheinend stark evoluierte Form mit weiter Halsöffnung und nach aussen geknicktem Kragen.

Durch die Freundlichkeit von Herrn Prof. Dr. J. CADISCH wurde ich mit der neuesten Literatur über diesen Gegenstand (Lit. 72; 41) bekannt, anhand welcher sich eine Bestimmung unserer Formen aus dem untersten Valanginienkalk als

Calpionella carpathica MURG. et FIL.

vornehmen lässt.

Nach den bisherigen Kenntnissen über die stratigraphische Verbreitung von Calpionella in den Schweizeralpen (Lit. 26) war das Auftreten dieses Mikrofossils in so hoher stratigraphischer Position nicht zu erwarten. Zwar wurden schon mehrfach Funde von Calpionella aus jüngeren Kreideschichten zitiert, die jedoch alle auf Verwechslungen beruhten oder zum mindesten als sehr unsicher zu gelten haben (Lit. 26, S. 244; 28, S. 14). Doch kommen nach den schon genannten neueren Untersuchungen (Lit. 41) sichere Calpionellen in den ausseralpinen Sedimenten der unteren Kreide noch bis ins Barrémien hinein vor.

M. GERBER (Lit. 38, S. 535) verlegt das Maximum der Häufigkeit von Calpionella in die allerunterste Kreide (Infravalanginien), wobei als cha-

Die Untergrenze des Valanginienkalkes ist also in unserem Gebiet, da sich der oben beschriebene Ammonitenhorizont sowohl als auch die calpionellenführenden Schichten als niveaubeständig erwiesen haben, durch einen Leithorizont ausgezeichnet charakterisiert.

OBERGRENZE DES VALANGINIENKALKES.

Die obersten Partien des Valanginienkalkes, insbesondere die Grenze gegen die darüberfolgenden schieferigen Bildungen des Hauterivien, zeigen, wie auch fast in allen anderen Gebieten des helvetischen Faciesbezirkes (Lit. 50, S. 4, 11; 55, S. 166), ausserordentlich wechselnde Ausbildung und keine Gesetzmässigkeit. Im Detail gegebenen Profilen käme nur ganz lokale Bedeutung zu. Es ist daher nicht möglich, eine für unser Gebiet allgemein geltende feinere Gliederung aufzustellen.

In den meisten Profilen schliesst der Valanginienkalk nach oben mit starken Bänken eines harten, klingenden, oft spätigen Kalkes ab, der eine rauhe Aussenfläche und deutlich lehmbräune Anwitterung zeigt. Glaukonit tritt spärlich auf, nimmt aber nach oben meist zu. In diesem Falle kommen nesterartige Schlieren von Glaukonit vor. In manchen Profilen (Schrattenfluh) beobachtet man jedoch ein nahezu gänzlich Fehlen von Glaukonit.

Diese oberen Partien des Valanginienkalkes sind charakterisiert durch ihren Gehalt an grobem Quarzsand. Die Sandführung (Körner oft 1—2 mm im Durchmesser) beginnt meist schon mehrere Meter unter der Obergrenze des Valanginienkalkes und nimmt nach oben zu, so dass es stellenweise zur Ausbildung regelrechter Quarzsandsteine kommen kann. Ein charakteristisches Merkmal dieser stark sandigen Partien bilden Partikel rostgelben zersetzten Eisenockers, der bei den erwähnten Quarzsandsteinen mitunter allein das Bindemittel ausmacht.

Die eigentliche Obergrenze des Valanginienkalkes wird von einer Schichtfläche gebildet, die in vielen Fällen übersät ist von Belemnitenfragmenten. Ausserdem findet man aufgearbeitete Kalk- und Phosphoritbröckchen, insbesondere Echinodermentrümmern (Crinoiden); Schalenteile von Seeigeln und Haifischzähne sind weniger häufig.

Die grossen Analogien mit Profilen der östlichen Schweizeralpen (Lit. 51, S. 417), stratigraphische Stellung und lithologische Ausbildung lassen es möglich erscheinen, dass die sandigen Bildungen des obersten spätigen Valanginienkalkes des Hohgantabschnittes als das Äquivalent der Pygurus-schichten zu gelten haben. Die dafür bezeichnenden Fossilien konnten jedoch, ebenso wie in vielen Profilen der Ostschweiz, wo Pygurus-schichten entwickelt sind, nicht nachgewiesen werden.

Nicht überall ist die Obergrenze des Valanginienkalkes eine so deutliche Omissionsfläche. Oft herrscht kontinuierliche Sedimentation und Übergang ins hangende Hauterivien. Auch finden sich Profile, wo der Sandgehalt der mit den Pygurus-schichten verglichenen Bänke äusserst spärlich ist.

Ebenso ist es unsicher, ob der oben beschriebene Belemnitenhorizont bzw. die an verschiedenen Stellen darüber folgende Schichtlücke die Gemsmättelschicht repräsentiert. Die Gemsmättelschicht tritt fossilführend im NE des Gebietes (Schafmatt-Schimberg, Lit. 68, S. 6; Schwendeliflüh, Lit. 33, S. 43) auf. Im SW des Gebietes wird seit langem die Diphyoidesbank des Justistales mit dem Gemsmättelhorizont parallelisiert (Lit. 60, S. 262; 13, S. 10; 91, S. 27). Da, wie eben beschrieben, Übergänge des Valanginienkalkes in die hangenden Hauterivienbildungen existieren, erhebt sich die einstweilen noch ungelöste Frage nach der zeitlichen Äquivalenz der Pygurus-schichten im NE und SW unseres Gebietes; ein Entscheid hierüber wird aber nur anhand von Fossilfunden möglich sein.

Normalprofil des Valanginien in der Jurtenfluh nordwestlich Widderfeld (P. 1964).

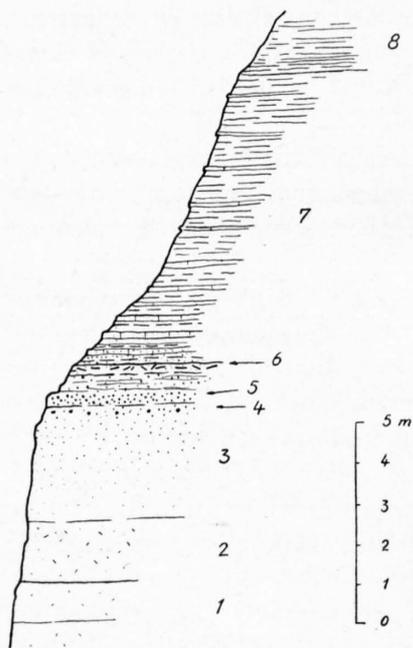
- Diphyoideskalkartige Kalke und Schiefer.
 ? Gemsmättli- oder ? Pygurus-Niveau, stark sandig und glaukonitisch.
- | | |
|----------------|--|
| 9. ca. 15 m c) | Oberster sandiger Valanginienkalk; Oberfläche stellenweise mit Belemniten-schlachtfeld. |
| b) | Kieseliger, glaukonitischer, schwach spätiger Kalk mit massenhaft Spongiennadeln. |
| a) | Bald mehr, bald weniger spätige, zähe, quarzführende Echinodermenbreccie. |
| 8. ca. 12 m | Dunkelgraublaue, wenig spätige kieselige Kalke, reich an Spongiennadeln. |
| 7. ca. 10 m | Grobspätige Echinodermenkalke, schwach onkoidisch, mit ziemlich viel groben Quarzkörnern und wenig Glaukonit. |
| 6. 17 m | Stark kieselige, scharfkantig brechende, harte und splitterige Kalke voller Spongiennadeln; mit guter Bankung. |

- 5. 1,7 m Spätiger, bräunlicher Valanginienkalk mit bandartigen Silexlagen.
- 4. 0,20—0,25 cm Helles, bräunlichgraues, dichtes Kalkbänkchen, quarzfrei, mit *Calpionella carpathica* MURG. et FIL. und Spongiennadeln. Untergrenze des Valanginienkalkes.
- 3. 21 m Schwach sandige, in 10—15 cm starken Lagen gebankte, ziemlich dichte Kalke mit Kalkschieferzwischenlagen (Äquivalent der Spitzernmergel).
- 2. 7 m Onkoidische, spätige Kalke (= Knötchenschichten im Justistal), geschichtet (Bänkchen ca. 20 cm); nach oben grobspätig, Onkoide zurücktretend (Äquivalent des Spitzernkalkes).
- 1. Mergelige Kalke, teilweise dicht ähnlich Zementsteinschichten, in deutlichen Bänkchen. Zwischenlagen von Mergelschiefern.
Valanginienmergel. Beginn auf Kurve ca. 1600.

VALANGINIEN-HAUTERIVIEN-GRENZE.

Die Grenze zwischen Valanginien und Hauterivien fällt zusammen mit einem deutlichen Facieswechsel. Dieser Wechsel vollzieht sich jedoch im einzelnen so verschieden, dass nur eine Aufzählung und Nebeneinanderstellung zahlreicher detaillierter Schichtprofile ein Bild der wirklichen Verhältnisse zu geben vermöchte. Eine derartige Detailstudie kann aber nicht Aufgabe der vorliegenden Arbeit sein.

Als wichtigen Grenzhorizont und wahrscheinlich als Übergangsglied zwischen Valanginien und Hauterivien möchte ich die *Criocerass*schichten ausscheiden. In stets gleicher Ausbildung traf ich diese Schichtabteilung zwischen Thunersee und dem Tal der Waldemme (Abhang nördlich ob Kragenberg, 1,5 km südöstlich Flühli). Auch südlich des Thunersees im Standfluh-Dreispietzgebiet und in der Morgenberghorn-Gruppe bis zum Kandertal bilden sie einen nie fehlenden, charakteristischen Leithorizont.



Figur 11. — Profil der Valanginien-Hauterivien-Grenze, oberhalb Grossensteinen, 2,6 km im SSW von Bum-bach (ca. 1450).

- 8 = Basisschiefer des Kieselkalkes.
- 7 = *Criocerass*schichten, helle Kalkschiefer mit dichten Zwischenlagen. An der Basis noch glaukonitisch-sandig (7,5 m), reich an flachgedrückten Ammoniten.
- 6 = Glaukonitische Schicht mit vielen *Belliniten*.
- 5 = Quarz und Glaukonit maximum.
- 4 = Stark glaukonitische Schicht mit Pyrit.
- 3 = Spätig-sandige Kalke, nach oben Quarz und Glaukonitzunahme (oberster Valanginienkalk).
- 2 = Echinodermenbreccie, Quarzkörner vereinzelt.
- 1 = Gelbbraun anwitternder Valanginienkalk.

Zwischen den einzelnen Ausbildungen besteht nirgends eine scharfe Grenze.

Criocerassschichten.

Helle Kalkschiefer, dichte Kalke und Schiefer (*Criocerass*schiefer KAUFMANN; *Diphyoides*gruppe GOLDSCHMIDS).

Über dem neritischen Valanginienkalk folgen in allen Profilen helle, leuchtend weiss anwitternde Schieferkalke und Schiefer mit Zwischenschaltungen von Lagen oder Bänkchen vollkommen dichter, splittiger Kalke. Diese für das Hohgant- und Schrattenfluhgebiet sehr typische Abteilung ist selten scharf gegen die liegenden, grobbankigen Valanginienkalke abgesetzt, sondern meist durch wenig deutliche Übergänge mit diesem verbunden. In letzterem Falle nehmen die spätig-sandigen Kalke des Valanginien an ihrer Obergrenze schlierige Streifen und Lagen dichten grauen Gesteines auf und leiten so ziemlich rasch zu den schieferigen Bildungen in ihrem Hangenden über.

Stets tritt in den untersten Horizonten der dichten Kalke und Schiefer Sand und Glaukonit auf (= Tüpfelschiefer GOLDSCHMIDS, Lit. 40, S. 209). In verschiedenen Profilen (SW-Ende der Schrattenfluh) ist der Glaukonit nur spärlich im Gestein verteilt. Hingegen treffen wir in Profilen der Hohgantkette über dem Valanginienkalk mitunter einen geringmächtigen Glaukonithorizont. Dieser stellt eine Schicht überaus stark grünsandigen, weichen Gesteins dar mit einem beträchtlichen Gehalt an Quarzsand. Die Glaukonitschicht ist fossilifer. Gegen das Hangende nehmen Quarz und Glaukonit allenthalben bald rasch, bald ganz allmählich ab.

In den besprochenen Kalken und Schiefen stellt sich in geringer Entfernung über deren Basis eine ungewöhnlich individuenreiche Fauna ein. In den allermeisten Profilen ist die

Fauna nicht an ein bestimmtes Niveau gebunden. Der Verbreitungsbereich ist diffus; er kann ungefähr mit 8 Metern angegeben werden.

Fossilien.

Die fossilen Reste dieser Schicht sind durchwegs ausserordentlich schlecht erhalten und für eine sichere Bestimmung ungeeignet.

In der überwiegenden Menge handelt es sich um flachgedrückte Crioceraten mit mehr oder weniger offener Spirale. *Crioceras duvali* LéV. konnte mit einiger Sicherheit bestimmt werden, ist aber nicht häufig. Ganz besonders zahlreich sind Belemniten vertreten. Ferner finden sich neben Aptychen massenhaft Ammoniten, stark gepresst und deformiert, welche der reichen Formen-Gruppe der *Neocomiten* angehören dürften.

Im einzelnen scheinen vorzuliegen:

- Acanthodiscus* spec.; unteres Hauterivien.
- Aptychus didayi*, Coq.; unteres Hauterivien.
- Aptychus seranonis* Coq.; unteres Hauterivien.
- Duvalia* cf. *dilatata*? BLV.; unteres Hauterivien.
- Neocomites* spec. div. inc.; oberes Valanginien.

Die Mächtigkeit der Schieferzone, in welcher die dichten Kalke und Schiefer über dem Valanginienkalk auftreten, beträgt von SW nach NE: oberhalb Wimmisalp-Hungerschwand (W-Ende des Hohgant) einige wenige Meter; oberhalb Grossensteinen (südlich Bumbach) 7,5 m; in der Jurtenfluh (westlich P. 1964) ca. 18 m; südwestlich des Kammes der Schwarzenegg 20 m. Die Fossilführung hält sich ebenfalls ungefähr im Bereiche dieser Zone; die Zahlen können daher auch zugleich als die Mächtigkeiten der Criocerasschichten gelten. Innerhalb dieser Grenze bilden die dichten Gesteine im Profil immer nur untergeordnete, aber sehr typische Einlagerungen.

Besondere Beachtung verdienen die wechselweise gebankten und schieferigen dichten Kalke. Sie sind innen blaugrau bis dunkelgrau, von mattem, muscheligen-splitterigem Bruch, bisweilen von schwärzlichen Tonhäuten durchzogen. Der Habitus dieser Gesteine stimmt in allem durchaus mit dem Diphyoideskalk der südhelvetischen Facies überein. Im Dünnschliffe zeigen die Gesteine eine graue, gleichmässige Grundmasse von feinstem Korn mit *Spongiennadeln* und sehr häufigen, gut erhaltenen *Radiolarien*. Pyrit in kleinsten Würfelchen erfüllt als Pigment oft die Organismenhohlräume. *Calpionella* konnte ich nicht nachweisen. Doch treten die bisweilen für Calpionellen gehaltenen ringförmigen Foraminiferenquerschnitte auf.

Facies der Criocerasschichten; Parallelisation.

Die lithologische Ausbildung lässt uns die Criocerasschichten mit Sicherheit als bathyale Bildung erkennen, die in scharfem Gegensatz steht zu den neritischen und wahrscheinlich küstennah entstandenen Partien des liegenden Valanginienkalkes.

Wegen der auffallenden Analogie ist man versucht, die dichten Criocerasschichten für Diphyoideskalk s. str., d. h. für Valanginienkalk in bathyaler Facies zu halten. Doch ist, wie wir im vorhergehenden sahen, der Valanginienkalk zum überwiegenden Teil in unserem Gebiet als neritische Bildung anzusprechen; auch wittert der eigentliche Diphyoideskalk s. str. nicht mit weisser, sondern spezifisch gelber Farbe an.

Hingegen scheint es mir ausser Zweifel, dass unsere Criocerasschichten den «grauen Mergelschiefern» H. J. FICTERS (Lit. 28, S. 16) gleichzustellen seien und demnach den «oberen, vorherrschend schieferigen und dünn-schichtigen Teil des Diphyoideskalkes» (sensu lato) ARN. HEIMS (Lit. 51, S. 437) vertreten; H. J. FICTER rechnet diese Schichtgruppe noch zum Valanginien (Lit. 28, S. 15). Weiterhin können wir mit Bestimmtheit die Criocerasschichten des Justistales (Lit. 13, S. 29) und die Diphyoidesgruppe K. GOLDSCHMIDS (Lit. 40, S. 209, 215) und P. LIECHTIS (Lit. 63, S. 94) als ins gleiche stratigraphische Niveau gehörig betrachten.

Pygope diphyoides konnte ich trotz vielen Suchens in diesen Schichten nicht auffinden.

Die aufgeführte Fossil-Vergesellschaftung besitzt den Charakter einer Mischfauna von Formen des Valanginiens und Hauteriviens. Doch bin ich eher geneigt, für die hellen Kalkschiefer und dichten Kalke im Hangenden des Valanginienkalkes Hauterivienalter anzunehmen. Ob wir die Fauna als das diffuse Äquivalent der Rahberg-Fossilschicht in der Ostschweiz (Lit. 51, S. 400) aufzufassen haben, ist allerdings zweifelhaft. Im Zusammenhang damit mag der Hinweis von Interesse sein, dass ca. 2,5 km südwestlich ausserhalb unseres Gebietes, im Oberlauf der Zulg bei den Hütten von Pfahl, im Bachbett sowohl unmittelbar über grobsandigem Valanginienkalk als auch etwas höher in den dichten schieferigen Kalken neben den Belemniten und der üblichen Fauna der Criocerasschichten phosphoritisierte Ammonitenkammern häufig sind, die deutlich für Aufarbeitung eines älteren Ammonitenhorizontes (? Diphyoidebank des Justistales) sprechen. Im Hohgantgebiet hingegen konnten nirgends Anhaltspunkte für ehemals vorhandene und aufgearbeitete Ammonitenschichten des oberen Valanginien gewonnen werden.

c) Kieselkalkgruppe.

Die Kieselkalkgruppe setzt sich aus zwei genetisch völlig analogen Abteilungen zusammen. Jede derselben beginnt an der Basis mit Schiefen, die übergehen in mächtige Folgen von Kieselkalken, welche ihrerseits mit einer Echinodermenbreccie abschliessen.

Die Kieselkalkgruppe beansprucht die Hauptmasse der Randkettenserie und bildet für den Beschauer den eigentlichen massiven Unterbau der Hohgantkette. Im einzelnen ergab sich von unten nach oben folgende auch morphologisch gut hervortretende Gliederung:

1. Basisschiefer des unteren Kieselkalkes.
2. Unterer Kieselkalk.
3. Untere Echinodermenbreccie.
4. Glaukonitniveau der Schiffflischichten.
5. Basisschiefer des oberen Kieselkalkes = «Schyniges Band».
6. Oberer Kieselkalk.
7. Obere Echinodermenbreccie.

1. Basisschiefer des unteren Kieselkalkes.

Das Liegende des unteren Hauterivien-Kieselkalkes wird von einer in unserem Gebiet wechselnd mächtigen Partie bräunlichgrauer, bei der Verwitterung in griffelige Splitter zerfallender Schiefer gebildet. Die Hauptmasse sind harte, dünn-schichtige, etwas tonige Gesteine; sie führen Muskovit in feinen Flittern.

Die Kieselkalk-Basisschiefer entwickeln sich mit allmählichem Übergang aus den liegenden kalkigen Criocerasschiefern und zeigen daher im unteren Teil noch graublau Färbung. Nur an der Jurtenfluh beobachtete ich zwischen Criocerasschichten und den darüber folgenden Schiefen merkwürdiges Auskeilen und Diagonalschichtung, die vielleicht von kleinen Transgressionen herrühren, möglicherweise aber auch tektonisch veranlasst sind. Eine scharfe Grenze (Lit. 28, S. 13) zwischen hellen Criocerasschichten und braunen Schiefen des Kieselkalkes glaubte ich einzig an der Schratzenfluh ob Lauzug (ca. 1,7 km in NNE von Kemmeribodenbad) feststellen zu können.

Als Obergrenze beobachtet man ebenfalls einen vollkommenen Übergang der unteren Kieselkalkschiefer in den Kieselkalk. Die Schiefer werden brockig und rau, es kommt zur Bildung von Bänken schieferigen und schliesslich kompakten Kieselkalkes. Der vertikale Übergang vollzieht sich in einem Bereich von ca. 30 m.

Die Mächtigkeit der Schiefer beträgt am westlichen Ende der Hohgantkette ca. 60—70 m, schwillt gegen E rasch auf 100 m und oberhalb Luterswängi auf etwa 120 m an. Noch weiter östlich gegen die Schwarzenegg und bei den grossen Schieferentblösungen im Karkessel südlich oberhalb Baumgarten mag die Mächtigkeit 120 m noch übersteigen. Südlich oberhalb Jurtentiefe (P. 1325)

wird die Schiefermasse durch eine nach oben und unten scharf begrenzte 1—1,5 m mächtige und intensiv gelb anwitternde Kalkbank zweigeteilt. Nach W ist dieses auffallende gelbe Band nur eine kurze Strecke weit zu verfolgen. Hingegen treffen wir es wieder in den Felsrinnen oberhalb Baumgärtli (P. 1410) nahe dem E-Rand von Blatt Schangnau und am SW-Ende der Schrattenfluh oderhalb Alp Gärtlen (hier 2,3 m mächtig). Es ist dies ein feinkörniger, auf frischem Bruch graublauer Kalk, gewissen feinspätigen Gesteinen des Valanginienkalkes vollkommen ähnlich. Er enthält in einer ungleichmässigen bräunlich gefärbten Grundmasse in grosser Zahl schön erhaltene calcitisierte Spongiennadeln; ferner Echinodermengitter, Foraminiferen (besonders Textulariden), Glaukonit und Quarz; Pyrit als feinste Körnchen pigmentär und als Ausfüllung von Organismenkammern; Zusammenballungen einer quarzinartigen Substanz deuten auf beginnende Hornsteinbildung hin.

Aufschlüsse: Die Schiefer des unteren Kieselkalkes treten längs des Bergfusses am Hohgant als kontinuierliches Band auf, sind jedoch auf grössere Strecken durch die den steilen N-Abfall der Kette umsäumenden Schutthalden verdeckt. Zwischen Jurtenfluh und Emme sind sie durch Brüche und Faltung stellenweise verschuppt, repetiert oder unterdrückt.

2. Unterer Kieselkalk.

In bekannter Weise auffallend regelmässig gebankte, durch dünne mergelig-schieferige Zwischenlagen abgeteilte, kieselige Kalke (Bänke 5—40 cm, partienweise aber sehr konstant 10—20 cm). Zwischen dünnen Bänkchen fehlen Schieferlagen fast ganz.

Kalke: Glaukonit immer vorhanden. Das sogenannte Kieselgerüst ist ein diagenetisch zur Ausscheidung gelangtes, schwammartiges Gewebe hauptsächlich von Calcedonsubstanz mit tonigen Kolloiden, limonitischem und hämatitischem Pigment. Je nach Gehalt an Kieselsubstanz variiert der CaCO_3 -Anteil. Häufig sind die Kieselkalke innen hellgrau bis bräunlich und erinnern in ihrer Farbe beinahe an Schrattenkalk. Diese Varietäten sind jedoch sehr reich an kieseliger Substanz. An einer Stelle ob Alp Luterswängi beobachtete ich Silixknollen.

Schieferige Zwischenlagen: Verglichen mit den Kalken sind die Schieferlagen kalkarm, doch reich an Quarz und Glaukonit. Auch enthalten sie Glimmer.

Fossilien: An Makrofossilien scheint der Kieselkalk so gut wie leer. Eine Mikrofauna ist vorhanden. Spongiennadeln, an denen der Kieselkalk im ganzen ungemässlich reich ist, werden von den Basisschiefern gegen oben rasch häufig. Ihr Erhaltungszustand ist teilweise vorzüglich. Die ehemals kieseligen Spongiennadeln sind ausnahmslos verkalkt. Auch die Achsenkanäle, mit Kieselsubstanz ausgefüllt, sind oft vortrefflich überliefert. Es handelt sich um isolierte Skelettelemente von Hexactinelliden.

Oberhalb Alp Luterswängi tritt 30—40 m über der Basis des unteren Kieselkalkes ein Schieferband auf. Es zieht mit abnehmender Deutlichkeit gegen W durch den Karkessel von Grossesteinen. Seine Mächtigkeit beträgt 20—30 m (= mittleres Schieferband H. FICHTERS, Lit. 28, S. 19).

3. Untere Echinodermenbreccie.

Gegen das Dach des unteren Kieselkalkes, in den obersten 15—20 m, treten die schieferigen Zwischenlagen zurück, die Bänke werden dicker, die Schichtung verliert ihre Regelmässigkeit und wird wellig und wulstig. Zugleich wird das Gestein bräunlich und feinspätig. Die Bänke bedingen im Profil des Berges einen gut wahrnehmbaren gesimseartigen Vorsprung.

In diesen oberen Partien zeigen sich auch konkretionsartige Anreicherungen von Kieselsäure, was bei der Verwitterung gut sichtbar wird. Eigentliche Silixbildungen fehlen.

Gelegentlich beobachtet man — besonders schön in den Felsen der Gäbelstrittfluh oberhalb Wimmisalp, südlich Schangnau (Name s. Karte, P. BECK, Lit. 14) —, dass über den massigen, wellig geschichteten Kieselkalken die Schichtung erneut dünnbankig wird und die typischen regelmässigen Repetitionen von Kalk und Schieferlagen zeigt (= oberste Partie des unteren Kieselkalkes H. J. FICHTERS Lit. 28, S. 19).

Die lithologische Untersuchung ergibt folgende bemerkenswerte Beziehungen:

Die Spongiennadeln setzen mit dem Spätigerwerden des Kieselkalkes aus. Mit dem Seltenerwerden der Spongiennadeln geht auch der Kieselgehalt zurück, d. h. das bei der Behandlung mit HCl übrigbleibende, filzige und poröse Netzwerk wird lockerer und verschwindet schliesslich ganz. Dabei nehmen Quarkörner an Grösse wie an Zahl überhand. Der kalkige Bestandteil setzt sich insgesamt aus feinen Echinodermensplittern zusammen. Ob sich andernorts ähnliche Gesetzmässigkeiten im Kieselkalk finden lassen, ist mir unbekannt.

Die Mächtigkeit des unteren Kieselkalkes inklusive Echinodermenbreccie beträgt am W-Ende des Hohgant 120—130 m und wächst gegen das E-Ende, unter dem Hauptgipfel, auf 180 m an.

4. Glaukonitniveau der Schiffflischichten.

Als Schiffflischichten wird nach K. GOLDSCHMID (Lit. 40, S. 138, 139) seit H. J. FICHTER (Lit. 28, S. 21) das Glaukonitniveau bezeichnet, das die gesamte Kieselkalkgruppe in zwei etwa gleichwertige Abteilungen trennt. Die lithologische Ausbildung ist die gleiche wie in der Drusbergdecke (Lit. 28, S. 22). Mächtigkeit, Auftreten und Schichtfolge wechseln. Gute Ausbildung treffen wir am W-Ende des Hohgant oberhalb Hungerschwand: über 1,3 m Glaukonitbank folgt 25—30 cm schieferiger, stark glaukonitischer Kalk mit Belemniten. Typisch entwickelt treffen wir die Schiffflischichten auch am Hohgant, wo ich folgende Serie feststellte:

Profil der Schiffflischichten am Hohgant ob Alp Luterswängi, westlich des Aufstiegswegeins (ca. 1740).

Oben:

4. 0,3 m Glaukonitischer, toniger Mergelkalk und Schiefer, mit Spongiennadeln und wenig Quarkörnern: Basis des von Schiefen gebildeten «Schynigen Bandes».
3. 1,50 m Dunkler, sehr quarzreicher Glaukonitit, zuoberst mit *Belemniten*. Kieselsubstanz und Calcitgehalt gering, Pyrit in Körnchen und kleinen Knollen; Glaukonit in grossen, hell- und dunkelgrünen Körnern.
2. 0,4 m Heller, graublauer Kalk, in der oberen Hälfte mit glaukonitischen Schlieren. Unterer Teil Glaukonit nur ganz vereinzelt in kleinen und grossen Körnern mit zahlreichen Quarkörnern. Kieselsubstanz, körnelig den Hauptanteil bildend; Calcit in grösseren Körnern (Echinodermenfragmente) nicht häufig; Spongiennadeln ganz vereinzelt; Pyrit in kleinen Knollen sehr spärlich.
1. 0,5 m b) Sehr glaukonitreiche Partien, im Verwitterungsbereich Zersetzungsprodukte von gelbem Eisenocker. Kieselsubstanz gering;
a) feinspätige Kalke mit dunklen, glaukonitischen Schlieren, mit viel grobem Quarz und Echinodermensplittern. Spongiennadeln selten; Kieselsubstanz fein und unzusammenhängend; Glaukonit nicht sehr häufig.
0. Kieselkalk, mit nach oben zunehmendem Gehalt an gröberem Quarz und abnehmender Kieselsubstanz; = untere Kieselkalk-Echinodermenbreccie; Spongiennadeln sind hier fast nicht anzutreffen.

Stellenweise fehlt der Glaukonithorizont primär: so im «Höllgraben» (Hintergrund des Kars von Grossensteinen, 3 km im SSW von Bumbach) und Umgebung. Nur andeutungsweise ist er entwickelt an der Kemmeribodenfluh ob Kemmeribodenbad, wo auf den Schichtflächen des obersten Unteren Kieselkalkes Glaukonit in wedelartigen Striemen verteilt erscheint. Wahrscheinlich ist diese auffällige Anordnung der Körner durch Meeresströmungen hervorgerufen.

5. Basisschiefer des oberen Kieselkalkes („Schyniges Band“).

Mit scharfer Grenze folgen über den Schiffflischichten helle, an der Basis noch glaukonitische mergelige Kalkschiefer. Wo ein Glaukonithorizont fehlt, entwickeln sich die Schynigen Schiefer durch Übergänge aus dem liegenden massigen Kieselkalk. Die Schichtabteilung hebt sich im Profil als schwachgeböschtes helles Band gut ab. Hin und wieder findet man einen Belemniten und mässig erhaltene Zweischaler. Zuunterst trifft man Andeutungen von Mergelkalkbänkchen. Nach oben werden die Quarkörner klein und selten und Spongiennadeln treten wieder auf. Pyritknollen allgemein.

Mächtigkeit: Hohgant-W-Ende 20 m, gegen E wachsend auf 20—30 m. Kemmeribodenfluh: Ausbildung undeutlich, schwache Verschieferung des Kieselkalkes.

6. Oberer Kieselkalk.

Innerhalb ca. 15 m geht durch allmählichen Übergang aus Schiefen des Schynigen Bandes der obere Kieselkalk hervor. Dunkle, an Spongiennadeln reiche Kalke, in der Ausbildung ganz analog dem unteren Kieselkalk. Manchmal finden sich Seeigel (*Toxaster*).

Mächtigkeiten: Fortlaufend von W nach E: Hohgant-W-Ende erst 60 m, dann 80—90 m; dann rapides Anwachsen auf 110 m und 100 m (Gäbelstritt ob Wimmisalp); Hohgant-Mitte 110 m; Hohgant-E-Ende unter dem Hauptgipfel 140—150 m; gegen die Emme an der Kemmeribodenfluh 140 m.

In den obersten 15—20 m werden die Bänke dicker und gehen in einen klingenden, rauh sich angreifenden, kieseligen Kalk über. In der Anwitterung ist diese grobgebankte oberste Abteilung weisslichgrau, auf frischem Bruch hell bis bläulichgrau. Stark kieselige Partien, Schalenreste bewirken kavernöse Oberflächen und scharfe hervorstehende Unebenheiten. Das Gestein ist reich an Kieselsubstanz, führt zahlreich Spongiennadeln, spärlich Glaukonit und Quarz.

Bemerkenswert sind brecciöse Lagen, die ich an mehreren Stellen in der Jurtenfluh und Baumgartenfluh beobachtete. Über ihr stratigraphisches Niveau und ihre Verbreitung lässt sich schwer ein Bild gewinnen. Die Breccien scheinen lokale Bildungen und nicht niveaubeständig zu sein; besonders im Schutt sind sie, weil angewittert, leicht kenntlich.

Das Gestein ist in eckige Brocken und Stückchen zerlegt und in eine schlierige, hellere bis dunklere Zwischenmasse eingebettet. Diese Füllmasse führt reichlich Quarzpartikel und, sofern das Gestein glaukonitisch ist, auch angereichert Glaukonitkörner als der Auflösung gegenüber resistente Gesteinskomponenten. Von den mitunter im Gestein überaus reichlichen Spongiennadeln ist in der Einbettungsmasse nichts vorhanden; dagegen enthält diese oft in grosser Menge ausgezeichnet kristallisierte Rhomboeder von klarem Dolomit. Genetisch sind die Gesteine wohl identisch mit den aus den E-Alpen gekannten Primärbreccien (Lit. 42, S. 148; 27, S. 50; 93, S. 99), deren Entstehung auf subaquatisches Abrutschen noch nicht ganz verfestigten Sedimentes zurückgeführt wird. Sie gelten als ein Anzeichen von Strandnähe und sollen oftmalige Schwankungen der Tiefe andeuten.

7. Obere Echinodermenbreccie.

Allgemein werden als Echinodermenbreccie jene gelbbraun anwitternden, gebankten Spatkalke bezeichnet, welche über dem massigen oberen Kieselkalk folgen und im Profil eine Steilstufe erzeugen.

Grobspätige Partien wechseln bisweilen mit solchen, die dem obersten Kieselkalk ähnlich sind. Lagenweise erfolgt — besonders bei sehr grobspätigen Bänken — Anreicherung von Kieselsäure und Sand als Silexknauern und rauhrissige, aus dem Gestein hervortretende Krusten und Putzen.

Das Gestein ist allenthalben sandig und glaukonitisch. Feinspätigere Varietäten enthalten meist noch Spongiennadeln und ein Kieselskelett, das mit Zunahme der Spätigkeit immer lockerer und poröser wird. Grobspätige Varietäten bestehen durchwegs aus Echinodermentrümmern.

Mächtigkeiten: Hohgant-W-Ende 30 m, Hohgant-E-Ende 20 m; Baumgartenfluh und Kemmeribodenfluh 40—45 m. Gut zugängliche Profile beobachtet man am Aufstiegswegelein zum Hohgant und besonders auf der Wengi, südlich P. 2005 zwischen Hohgant und Widderfeld (siehe folgendes Profil).

Profil oberer Kieselkalk-Echinodermenbreccie-Altmannschicht, NE-Abhang des Hohgant bei Wengi.

oben:	Basisschiefer der Drusbergschichten ohne Glaukonit. Pyritknollen.
0,3 m	Altmannschicht, rostig braun anwitternd, mit Fossilquerschnitten. Nach oben übergehend in hellgraue Mergelschiefer, anfangs mit Glaukonit, der nach 10 cm verschwindet.
0,2 m	Unterlage der Altmannschicht; Konglomerat mit Brocken von Echinodermenbreccie in stark glaukonitischem Bindemittel.
1,5 m	Übergangszone: Echinodermenbreccie mit glaukonitischen Nestern und Schlieren.

- 15 m Echinodermenbreccie, grobspätige Kalke in Bänken von 20—30 cm. Gegen oben nimmt der Glaukonitgehalt wieder etwas ab. Die Kalke führen teilweise herauswitternde, sandige Lagen und Schnüre. Hier und da treten kieselkalkähnliche Zwischenlager auf.
- 5 m Übergangszone oberer Kieselkalk-Echinodermenbreccie; nach oben Glaukonitzunahme.
Oberer Kieselkalk. Schwach bräunlichgelbe bis dunkelgraue, unregelmässig und wulstig gebankte, oben glaukonitische Kieselkalke. Stellenweise mit Nestern und Knollen von *Silex*. Die Kalke besitzen oft eine kavernöse Anwitterung.

d) Altmansschicht.

Bei maximaler Entwicklung (Baumgartenfluh) stellt die Altmansschicht eine 1—1,10 m mächtige, feste Bank schwärzlichen Glaukonitgesteines mit reichlich eingesprengtem Pyrit und Quarz dar; darüber folgt noch 80 cm mergelig-kieseliger Kalk.

Häufig ist in unserem Gebiet die Altmansschicht undeutlich entwickelt, fehlt (im W des Gebietes) oder ist nur durch rostigbraune, krustige Rinden repräsentiert. Hier treten auch wieder stellenweise Primärbreccien auf. Schöne Konglomerate (Gerölle von Echinodermenbreccie in dunklem Glaukonitgestein) als Unterlage der Altmansschicht trifft man in der Jurtenfluh westlich der Schwarzenegg (3 km im SSE von Bumbach).

Die Untergrenze der Altmansschicht ist nicht scharf; teils ist sie durch eine Übergangszone oder durch Konglomerate mit der liegenden Echinodermenbreccie verbunden.

Die Obergrenze ist meist gut charakterisiert durch einen raschen Übergang der Glaukonitgesteine in die weichen blätterigen Basisschiefer der Drusbergschichten.

(Ausbildung: siehe obenstehendes Profil.)

An Fossilien kommen mancherorts phosphoritisierte Ammoniten (*Phylloceraten*) vor. Eine Fauna liess sich nirgends gewinnen.

e) Drusbergschichten.

Die Ausbildung dieser Schichtgruppe besitzt die grössten Ähnlichkeiten mit den Profilen der Drusbergdecke am Vierwaldstätter See (Lit. 28, S. 33).

Stets bilden helle, stark tonige Schiefer mit Pyritknollen und spärlichen Seeiegeln, 20 m (im W) bis 12 m (im E) mächtig, die Basis.

Darüber folgt die Hauptmasse der Drusbergschichten: Schiefermergel und schwach knollige Mergelkalkbänken im Wechsel mit gebankten, dunklen, reineren, fast splitterigen Kalken. Letztere sind hell anwitternd, innen schwärzlich, von feinem Korn, nahezu dicht. Beim Anschlagen entsteht ein auffälliger bituminöser Geruch. Die Kalke führen Spongiennadeln, Textularien, Rotaliden und oft in grosser Zahl Milioliden. Ganz zerstreut enthalten sie Echinodermensplitter und so gut wie keinen Quarz und Glaukonit.

Gegen oben nehmen die Drusbergschichten allmählich die sogenannten Urgonfacies des Schrattenkalkes an, indem die Grundmasse der Kalke immer reiner, die onkoidische Struktur zuerst mehr verwischt und klein, dann immer schärfer und gross hervortritt (Grenzschichten KAUFMANN'S). Die Onkoide sind zum grössten Teil gerollte Organismen, die bekannte reiche Mikrofauna der Urgonfacies. Besonders sind zu erwähnen: Zahlreiche *Orbitolinen*, *Orbitolinopsis Kiliani*, *Bryozoen* und *Kalkalgen* (*Salpingoporella*). Diese «schrattenkalkähnlichen Bänke» sind mitunter auch reich an Steinkernen von Lamellibranchiern, Terebrateln, Rhynchonellen, Seeiegeln und Korallen. Auch führen die Grenzschichten häufig verkieselte Schalenreste, *Silexknauern* und in der Grundmasse zerstreut klare Dolomitkriställchen.

Die Obergrenze der Drusbergschichten ist sehr schwer zu legen. Die kalkige Ausbildung der obersten Drusbergschichten unterscheidet sich in nichts vom hangenden Schrattenkalk. Die Profile wechseln im einzelnen stark.

Im westlichsten Teil des Gebietes (Hohgant-W-Ende) haben wir in den Drusbergschichten überwiegend Kalkfacies: Besonders die schrattenkalkähnlichen Bänke sind stark und zahlreich entwickelt.

Gegen die Mitte der Hohgantkette erfolgt eine Vermergelung: Das Profil im «Höllgraben» (ca. 1,2 km westlich des Hohgantgipfels) zeigt eine ca. 60 m mächtige Folge von Schiefen und dünngebankten, schieferigen Mergelkalken.

Im E-Abschnitt der Kreidekette herrscht gemischte Facies.

Die Mächtigkeiten sind folgende: Hohgant-W-Ende 85 m; Hohgant-Mitte 60 m; Hohgant-E-Ende 50 m.

Profil der Drusberg-Schichten am W-Ende des Hohgant oberhalb Hungerschwand.

- oben: Unbestimmbare Grenze zu massigem Schrattenkalk.
- 5. 20 m Übergang in weiss anwitternde, spätige Kalke in Bänkchen von 20—30 cm. Der Kalk wird nach oben immer heller und reiner, der «Urgon-Typus» immer ausgeprägter. In diesen Bänken beobachtete ich den Abdruck eines grossen *Ammoniten* (Durchmesser ca. 50 cm). Das Stück befindet sich noch an Ort und Stelle. Es zeigt kurze, starke Flankenrippen, die beidseits des Rückens in dicken Knoten enden. Diese paarige Knotenreihe (Abstand ca. 8 cm) begrenzt eine glatte Externseite.
- 4. 10 m Weisslich anwitternde Kalke, infolge des Gehalts an massenhaft verkieselten Organismen mit rauher, körneliger Oberfläche und schwärzlich grauem, unebenem, grobspätigem Bruch. Silex bisweilen in Knollen und traubigen Kugeln. Zuunterst bräunlichgrau anwitternde, mergelige, etwas schieferige Kalke, auf frischem Bruch dunkelgrau, nach oben spätig werdend. Reiner, hellbräunliche, teilweise sehr kompakte Kalke.
- 3. 10 m Graubraune, fein kristalline Kalke in dicken Bänken. Anwitterung ähnlich wie Schrattenkalk.
- 2. 25 m Gebankte, bräunlich anwitternde, innen schwärzliche mergelige Kalke, teilweise etwas schieferig.
- 1. 20 m Schiefer, hellgrau, dazwischengeschaltet hie und da schwärzlichgrauer, ziemlich dichter Mergelkalk. Übergang nach oben. Altmansschicht undeutlich ausgebildet. Kieselkalk mit unregelmässigen, stark glaukonitischen Schlieren = oberster Teil der oberen Kieselkalk-echinodermenbreccie.

f) Unterer Schrattenkalk.

Der untere Schrattenkalk stimmt im Aussehen mit dem oberen Teil der Drusbergschichten, den sogenannten Grenzsichten KAUFMANNS weitgehend überein. Doch ergibt die Untersuchung von Dünnschliffen, dass dort, wo man etwa eine Grenze legen möchte, im Gestein Quarz und Glaukonit auftreten. In diesem Punkte ergibt sich wieder eine auffallende Parallele zur Untergrenze des Schrattenkalkes im südhelvetischen Faciesgebiet. H. J. FICHTER zieht daher dort eine Zyklengrenze in Erwägung (Lit. 28, S. 33 ff.).

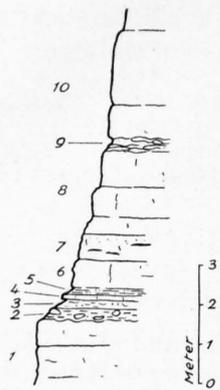
Der fast massige untere Schrattenkalk besitzt im allgemeinen die bekannte lithologische und mikrofaunistische Ausbildung anderer Gebiete. Die im Grenzbereich zu den Drusbergschichten auftretenden *Orbitolinen* verschwinden bald wieder. *Orbitolinopsis* und *Milioliden* findet man durchgehend. In höheren Lagen können die Kalke sehr dichte Struktur aufweisen. Die obersten Partien des unteren Schrattenkalkes sind oft ungemein reich an Fossilresten. Es finden sich lagenweise eigentliche Muschelbreccien. *Korallen*, *Requienien*, *Radioliten* und *Nerineen* (*Nerinea gigantea*) sind sehr verbreitet.

Mächtigkeiten: W-Ende des Hohgant (Widderfeld) 110 m; Hohgant-Mitte 90 m; Hauptgipfel 150 m; Baumgartenfluh ca. 100 m.

g) Orbitolinaschichten und Oberer Schrattenkalk.

Gegen die mitunter deutlich gebankten obersten Horizonte des unteren Schrattenkalkes scharf abgesetzt folgen die fossilreichen Orbitolinaschichten. Ihre stark sandig-mergelige untere Partie steht in scharfem Gegensatz zu dem praktisch quarzfreien Schrattenkalk im Liegenden. In diesen oft bröckeligen und im Profil zurückwitternden Schichten treten jedoch nur stellenweise *Orbitolinen* häufig auf. Die Orbitolinaschichten heben sich infolge ihrer guten Bankung und der dunkelgrauen und bräunlichen Anwitterungsfarben vom hellen Schrattenkalk gut ab.

Charakteristisch finden wir diese Schichten ausgebildet südlich des Hohgantgipfels an der E-Seite der Steinigematt (siehe Fig. 12).



Figur 12. — Detailprofil der Orbitolinaschichten an der E-Seite der Steinigematt.

Es folgt von unten nach oben:

- | | |
|-------------|---|
| 1. | Schrattenskalk. |
| 2. 20—30 cm | Konglomeratische Schicht mit aufgearbeiteten Brocken von Schrattenskalk in gelblichem, mergeligem Bindemittel. |
| 3. 20 cm | Grünlichgraue, feinsandige, glimmerige Mergel, fast nur aus Schalen der kleinen Caprinidee <i>Toucasia carinata</i> MATH. sp. (var. minor) bestehend. |
| 4. 15 cm | Graugrünlischer, hellanwitternder, feinkörniger Kalk mit feinen klaren Quarzkörnchen. |
| 5. 10 cm | Braune, feinsandige, kalkige Mergel mit kohligen Pflanzenresten. Übergang in: |
| 6. 70 cm | Graublauer, karrig anwitternder Kalk mit vielen Milioliden. Führt feinen Quarz. |
| 7. 60 cm | Gelblichgrauer, gegen oben schwärzlicher Kalk, sandig, mit Kohlschmitzen. |
| 8. 220 cm | Miliolidenkalk, graugelb, etwas zäh mit brauner, feiner Tüpfelung (Milioliden), quarzführend. |
| 9. 30 cm | Lage brockig-mergeligen, schwachsandigen Kalkes, erfüllt von Fossilshalen (Austern, Caprinideen, Monopleuren). |
| 10. 10 m | Massiger, schrattenskalkähnlicher Kalk, in Bänken von ca. 50 cm, reich an Fossilshalen, ab und zu durchzogen von bräunlich verwitternden, feinsandig mergeligen Strähnen und Schlieren, letztere orbitolinenführend. Anwitterung karrig; Korallenstöcke. Eocaentransgression. |

Die Ausbildung der Orbitolinaschichten wechselt stark (s. auch Kreide-Eocaenprofil S. 74). Bald sind es gelbliche, ruppig zähe und knollige Kalke von aschgrauem bis dunkelgrauem Bruch, voller feinem Quarz. Seltener sind in den Gesteinen schiefrig-mergelige Zwischenlagen vorhanden. Lokal (z. B. Hohgant-Mitte auf der Gratkante) finden sich in den Orbitolinaschichten Einschaltungen von schwärzlichen, weichen Mergeln mit kleinen Kohlschmitzen. Gegen oben werden die Quarzkörner grösser.

Auftreten: Kamm der Hohgantkette, Widderfeld ob Jurtenfluh, Grätli, Baumgartenfluh und Weisser Schopf.

Massenhaft treten auf: *Pachyodonta* (*Monopleura trilobata* D'ORB.), *Caprinideen*, *Toucasien*, *Requienien* und von *Rudisten* sehr zahlreich *Agria blumenbachi* STUDER sp. (= *Radiolites neocomiensis* [STUDER sp.] PICT. et CAMP.); ferner findet man kleine *Echiniden* und Steinkerne von *Zweischalern*.

Typisch sind bräunliche Nähte und Schlieren, die das Gestein durchlaufen, Glaukonitkörner enthalten und zu lehm-braunem feinsandigem Pulver verwittern. Die Schlieren führen aufgearbeitete Gesteinsbröckchen und stellenweise häufig *Orbitolinen*.

Schon dem oberen Schrattenskalk gehören wahrscheinlich die hellen, gut gebankten Kalke der allerersten Kreidebildungen unseres Gebietes an, die aber nesterweise noch reichlich *Orbitolinen* führen.

Nach oben werden die Kalke von der auf ganz verschieden tiefe Niveaus hinabgreifenden Transgressionsfläche des Eocaen abgebrochen. Demzufolge schwanken die Mächtigkeiten sehr. Die jüngsten Kreideschichten, auf denen in der Hohgantkette das Eocaen transgrediert, finden sich im W und südlich des Bergkammes.

Mächtigkeiten: Orbitolinaschichten und ? Oberer Schrattenskalk zusammen: Hohgant-W-Ende (Widderfeld) und südlich Steinigematt (Siegfriedblatt Interlaken) 25 m; von Widderfeld auf dem Bergkamm gegen E: 8—9 m, 15 m, ca. 0 m, 5 m; Hohgantgipfel 12 m.

R. SCHIDER gibt an (Lit. 89, S. 4), dass die Orbitolinaschichten dem Schrattentfluhgebiet fehlen und erst weiter im NE einsetzen. Wahrscheinlicher ist, dass dieses Fehlen nicht primär besteht, sondern das Eocaen wie auch im Hohgantgebiet über eine ungleichmässige Niveaufäche transgredierte, wobei stellenweise die Orbitolinaschichten schon abgetragen waren. Bei Schneebergli, 2,5 km im ENE vom Kemmeribodenbad an der neuen Strasse, beobachtet man die Orbitolinaschichten deutlich in ähnlicher Ausbildung wie im Hohgantabschnitt.

II. Eocaen.

Die eocaenen Bildungen des Untersuchungsgebietes lassen sich am ehesten in drei Abteilungen besprechen, wobei ich von unten nach oben ausscheiden möchte:

1. Orbitoidenkalk.
2. Basis des Hohgantsandsteins (Glaukonitschichten).
3. Hohgantsandsteingruppe.

Die Ausbreitung dieser Schichten ist im Untersuchungsgebiet auf die Hohgantkette beschränkt; einige unbedeutende Relikte liegen ausserhalb davon.

a) Orbitoidenkalk.

Als tiefstes Glied der eocaenen Schichtfolge transgrediert auf dem oberen Urgon, bzw. den Orbitolinaschichten mit scharfer Grenze ein gelblich anwitternder, innen bläulichgrauer Kalk, der aus fast nichts anderem als den meist zerbrochenen und zerriebenen Schalen von Orbitoiden besteht. Am auffälligsten sind flache, grosse *Discocyclina* wie *Discocyclina discus* RÜTIM., *Orbitoides papyraceus* BOUB. zusammen mit einer Reihe anderer Species. Selten sind *Asterocyclina*.

Neben den bei weitem überwiegenden Orbitoiden treten auch spärlicher Nummuliten auf, und zwar teils nicht näher untersuchte Nummulitenkleinformen, teils grössere, die im wesentlichen zum Formenkreis des *N. ataticus* und *N. purchisoni* zu gehören scheinen. Häufig ist *Cristellaria robustus*; Haifischzähne kommen vor.

Der Orbitoidenkalk an der Basis der transgredierenden Eocaenserie findet sich nur im Hohgantgebiet und in der südwestlich davon gelegenen Trogen- und Grünenberggegend (Siegfriedblatt Interlaken). Schon L. RÜTIMEYER (Lit. 79) und F. J. KAUFMANN kannten diese Bildung, und letzterer beschrieb aufs sorgfältigste die meisten Vorkommen (Lit. 60, S. 540).

Die Mächtigkeit des Kalkes nimmt von W nach E ab: Am Widderfeld (W-Ende des Hohgant) misst sie 6,5 m, geht auf 3,5 und 2 m herunter (Mitte des Hohgantkammes) und setzt in unregelmässigen Linsen 300 m westlich des Hauptgipfels aus. Ob das Auskeilen und die Mächtigkeitsunterschiede primär durch die Sedimentationsverhältnisse gegeben sind, lässt sich nicht mit Gewissheit sagen. Wahrscheinlich erfolgt der Schwund durch eine später (S. 76) zu erörternde Abtragungsperiode während des Eocaen.

Die Frage nach dem Alter des Orbitoidenkalkes muss ich bei dem derzeit noch unsicheren Stande der Orbitoiden- und Nummulitensystematik offen lassen. Es ist aber gut möglich, dass der Orbitoidenkalk des Hohgantgebietes noch dem Lutétien angehört, zumal ich südwestlich des Hohgantgipfels (beim Bränneli) in diesen Kalken *Nummulina complanata* gefunden habe. Leider ist mir das Stück bei weiterem Suchen wieder verloren gegangen.

Auffallend ist jedenfalls der Facieswechsel: Nach den Untersuchungen von H. MOLLET (Lit. 67) setzt am ganzen Alpenrand zwischen Thunersee und Pilatus das Bartonien (olim Auversien) mit den sandigen Bildungen der Hohgantschiefer ein, deren Basis bisher als die Grenze gegen das Lutétien betrachtet wurde. Die Hohgantschiefer bzw. deren Äquivalente überlagern jedoch unseren Orbitoidenkalk.

Der Zurechnung des Orbitoidenkalkes zum Lutétien steht entgegen, dass Orbitoidenkalk von anscheinend gleicher Ausbildung wie am Hohgant im Niederhorn- und Hardergebiet auch in viel höheren Niveaus auftreten können, wo sie Einlagerungen im Hohgantsandstein bilden (Lit. 60, S. 540, 541).

b) Basis des Hohgantsandsteins (Hohgantschiefer; Glaukonitschichten).

Über dem Orbitoidenkalk oder auch unmittelbar transgressiv auf Kreide folgen rauhe, sandig kalkige, nur stellenweise schieferige Lagen, die stets reich sind an Glaukonit und als das stratigraphische Äquivalent der bekannten Glaukonitschichten von Küblibad (Lit. 67; 13, S. 30) anzusprechen sind.

In schieferiger Ausbildung — Hohgantschiefer — führen sie vereinzelte Pecten, Spondyliden usw. In dieser Entwicklung trifft man die Schichten z. B. als wenige Meter mächtige Lage gleich nördlich unterhalb des Hohgantgipfels (P. 2202). Die Hohgantschiefer sind in unserem Gebiet nicht durchgehend als Basis des Hohgantsandsteins entwickelt. Erst weiter im NE bilden sie einen konstanten Leithorizont.

Die Ausbildung der Profile der Glaukonitschichten im einzelnen wechselt (siehe Profile Fig. 13, S. 75).

c) Hohgantsandsteingruppe (Hohgantsandstein und Pectinidenschiefer).

B. STUDER (Lit. 103, S. 171) wählte das Hohgantgebiet zur Typlokalität für den nummulitenführenden Sandstein, der hier in Flächen von enormer Ausbreitung die südgeneigte Abdachung der Randkette bedeckt.

Über seine vielfach wechselnde lithologische Ausbildung geben die im Folgenden beschriebenen Profile Aufschluss. Regellos, in ganz verschiedenen Niveaus können im Hohgantsandstein schiefrige Lagen zur Entwicklung kommen, die als Pectinidenschiefer bezeichnet werden. Stark schiefrige Ausbildung beobachten wir am Hohgantgrat westlich P. 1983.

Mit dem Hohgantsandstein schliesst die Randkettenserie in unserem Untersuchungsgebiet nach oben ab.

Die Hohgantschichten werden allgemein zum unteren Bartonien (olim Auversien) gestellt.

Die Mächtigkeit des Hohgantsandsteins lässt sich in unserem Gebiet nicht ermitteln. Im zentralen Teil der Hohgantkette misst man gegen 100 m. Die wahre Mächtigkeit ist jedoch grösser.

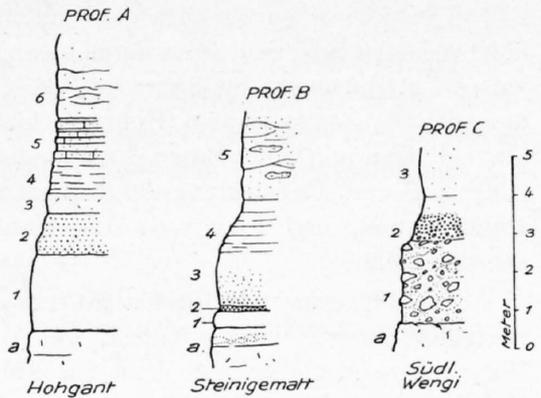
Kreide-Eocaenprofil auf der N-Seite des Hohgant, ca. 200 m westlich des Gipfels (P. 2202) (Fig. 13, Prof. A 1—6).
Zuunterst (auf der Figur nicht gezeichnet):

	Orbitolinabänke. Knorrige Kalke von feinsandigen Nähten durchzogen, hell bräunlichgrau, lagenweise mit Schalentrümmern calcitisierter Fossilien.
1 m	Ruppige Kalke gelblichgrau mit vielen Fossilquerschnitten.
1 m	Kompakter Kalk, reich an Milioliden, hie und da spätig.
1 m	Massiger Kalk mit Fossilquerschnitten, rötlich hellgrau anwitternd.
0,1 m	Schieferige Zwischenschicht.
1,5 m	Gebankte, beim Verwittern in Brocken zerfallende Kalke mit schwärzlichen Zwischenlagen.
0,5 m	Weicher mergeliger Kalk, erfüllt mit Fossilien, im Profil zurückwitternd.
0,8 m	Kompakter, hellgrauer Kalk (a in Profil A der Figur 13).
	Auf Figur 13, Profil A, dargestellt:
	Eocaen-Transgression, leicht unebene Grenze gegen
1. 2 m	Discocyclinen-Kalk, hellgelblich anwitternd. Discocyclinen nach oben zunehmend.
2. 1,1 m	Stark glaukonitischer, dunkel rostbrauner, stark kalkiger Sandstein.
3. ca. 0,5 m	Braun anwitterndes Bänkchen von spätigem, nummulitenführendem Sandstein. Auf frischem Bruch graublau. Beginn des Hohgantsandsteins.
4. 0,9 m	Schieferiger, glimmerführender Sandstein.
5. 1,2 m	Gut gebankte, scharfkantige Plattensandsteine, hellbräunlich bis hellgrau.
6. ca. 3,5 m	Klotzige Sandsteine mit welligen Schichtflächen. Hie und da kugelige kalkige Konkretionen, die als Höcker herauswittern.
	Darüber folgen, auf Figur 13 nicht mehr dargestellt:
0,9 m	Gebankte, gelbliche Sandsteine.
2,5 m	Sandige Schiefer, gelblich und rostbraun anwitternd mit kohligen Resten.
1 m	Gebankter Hohgantsandstein von weisslicher Farbe.
10 m	Wechselagerung von Hohgantsandstein mit schwärzlichen Sandschiefern (Hohgantsandstein gut gebankt, Bänke 30 cm bis 2 m; Schieferlagen 20 cm—1 m).
	usw.

Eocaenprofil am E-Abfall der Steinigematt, südsüdwestlich Hohgantgipfel P. 2202 (Fig. 13, Profil B, 1—5).

1. 0,4 m	Orbitoidenkalk, hell anwitternd, oben mit glaukonitischen Schlieren. Übergang in
2. 0,1 m	Orbitoiden-Grünsand; dunkelgrüne, erdig-sandige Lage mit Glimmerschuppen und zahlreichen Discocyclinen. Übergang in
3. 1,5 m	Glaukonitischen, kompakten, zähen Kalksandstein. Gegen oben (nach ca. 1 m) verliert sich der Glaukonit und es erfolgt ein Übergang in
4. 1,3 m	Ockerbraunen, schieferigen, feinkörnigen Sandstein mit Dentalien und ohne Nummuliten. Pyritführend.
5. 5 m	Hohgantsandstein, kissenförmige Absonderung, mit kalkigen Schlieren und Knollen, in welchen kleine Nummuliten (<i>Nummulina variolaria</i>) häufig sind.

- Weiter folgt, auf Figur 13 B nicht mehr dargestellt:
- 0,4 m Sandschiefer mit Dentalien.
 - 1 m Feinkörniger, scharfkantig brechender Hohgantsandstein.
 - 10 m Unten schieferiger Sandstein, braungelb, feinkörnig, steril; oben helle Sandsteine, grobkörnig, etwas porös, klotzig gebankt, schwach rosa gefärbt.
 - 4 m Scharfkantige, aus ca. 10 cm mächtigen Bänken gebildete Lagen von Sandstein mit unregelmässigem, meist feinem Korn und Sandschiefer einschaltungen. Rötlichbraun anwitternd.
 - 4–5 m Schieferige Sandsteine, rötlichbraun anwitternd, innen aschgrau.
 - 14 m Schieferiger Sandstein, zuunterst unscharfe Bänken, dann kompakt, lehmig gelb anwitternd, innen aschgrau; mit Beginn der oberen Hälfte treten spärlich Nummuliten und kleine Orbitoiden auf, welche in den obersten Lagen am häufigsten sind. Ausserdem Pectiniden, Pflanzenstengel, Kohlenreste.
 - 7 m Hohgantsandstein, quarzreich, porös, in Bänken von 20–50 cm.
 - 3,5 m Heller Quarzsandstein von gleichmässigem Korn in kantigen Bänken mit vielen scharf begrenzten runden oder ellipsoidischen, faust- bis kopfgrossen stark kalkigen Partien, die leicht auswittern und Höhlungen bilden und in geringer Zahl kleine Nummuliten führen.
 - 20 m Sandstein von ungleichem Korn, an der Basis feinkörnig; mit kalkigen Schlieren. Keine Nummuliten, ausser in den obersten Partien, wo sie in den kalkreichen Knollen auftreten.
 - 8 m Sehr grobkörniger, heller Sandstein («Zuckerstein») mit gewölbten Verwitterungsformen, unten mit kalkigen Knollen. Quarzkörner bis 5 mm Durchmesser. Gegen oben schieferig mit kohligten Resten.
 - x m usw.
- Alle Glieder der Schichtserie führen reichlich Glimmer.



Figur 13. — Profile der Eocaenbasis im Hohgantgebiet.

d) Bemerkungen zur Eocaentransgression.

Zu eigentlichen Transgressionsbildungen wie Basalbreccien usw. ist es an der Basis des Eocaens im Hohgantgebiet nicht gekommen. Der Orbitoidenkalk überlagert die Kreide mit fast ebener Grenze, vielfach sogar unter Fehlen irgendeiner deutlichen Trennungsfuge. Um so bemerkenswerter ist ein Vorkommen, welches zeigt, dass in bestimmten Fällen an der Basis der transgredierenden Serie Auflösung und Aufarbeitung des Untergrundes stattgefunden haben muss.

Ca. 300 m südlich Wengi (P. 2005) quert östlich unterhalb des Hohgantgipfels das Weglein ein helles Kalkriff, das zerrissen und zerrüttet mit etwa 35–40° SE-Fallen hangabwärts ausstreicht und direkt an die Bruchfläche der grossen Sundlauen-Hohgantverwerfung (Lit. 13, S. 70) anstösst. In Nachbarschaft des Bruches zeigen die Schichten, insbesondere diejenigen des abgesunkenen SE-Flügels, intensive Schleppungserscheinungen, von denen auch das erwähnte Kalkriff betroffen wurde. P. BECK beschreibt diese tektonisch interessante Stelle unter Beifügung einer Abbildung (Lit. 13, S. 71). Auf letzterer ist das Kalkriff als Schrattenkalk angegeben.

Bei näherer Untersuchung zeigt sich aber, vgl. Profil C südlich Wengi in Fig. 13, dass das Gestein der Schicht 1 in Fig. 13, Prof. C, durchaus brecciös bis konglomeratisch ist. Die Komponenten bestehen aus eckigen Stückchen bis faustgrossen Brocken oder sogar aus gerundeten, kleinen Blöcken von miliolidenreichen, dunklen Orbitolinaschichten und Schrattenkalk, der seiner Ausbildung nach aus verschiedenen stratigraphischen Niveaus stammen muss. Das Bindemittel, das durch feinverteilten Glaukonit schwach grünlich gefärbt ist, enthält viel feinen Quarz, ist kalkreich und etwas eisenschüssig. Weiterhin führt es, meist fragmentär, Orbitoiden und kleine Nummuliten, die wohl samt und sonders aus dem vorausbeschriebenen Orbitoidenkalk herzuleiten sind, da unter den Komponenten, jedoch seltener, auch Stückchen des Orbitoidenkalkes selbst sich finden.

Als das ursprünglich Liegende des Konglomerates (1) haben wir den Schrattenkalk (a) zu betrachten. Überlagert hingegen wird die Bildung von einem typischen Grünsand (2), der zuunterst noch Geröllchen von Kreidekalken führt, selten Nummuliten enthält, dagegen reich ist an Schalenresten von Krebsen. Nach oben folgt normal (3) Hohgantsandstein.

Trotzdem es mir fraglich erscheint, ob dieser Grünsand zeitlich streng genommen den Glaukonitschichten entspricht, wird durch unser Konglomerat belegt, dass nach Ablagerung des Orbitoidenkalkes Unterbrechung der Sedimentation stattgefunden haben muss, die sehr wahrscheinlich vor Bildung der Glaukonitschichten (Hohgant-schiefer p. p.) anzusetzen ist. Dabei scheint es sich nicht immer um weit transportiertes Material zu handeln, sondern nur um schwache Umlagerung als Folge von Auflösung und Auflockerung des Untergrundes; denn der konglomeratische Charakter wird hangabwärts immer undeutlicher, so dass man fast von einem Übergang in kompakten Schrattenskalk sprechen könnte.

Aus dem ganz lokalisierten Auftreten des Konglomerates ergeben sich aber einige beachtenswerte Folgerungen: Es ist auffallend, dass das Konglomerat nur längs der Bruchfläche der Sundlaunen-Hohgantverwerfung auftritt; denn die einzigen Punkte, an denen ich Relikte analoger Konglomerate finden konnte, liegen ebenfalls an und auf der Bruchlinie, die nordöstlich des erstgenannten Vorkommens das Karrenfeld des Weissen Schopf deutlich gegen NW zu begrenzt. Nichts liegt daher näher, als die nur hier auftretenden Konglomerate mit der Sundlaunen-Hohgantverwerfung in direkte Beziehung zu bringen und anzunehmen, der grosse, die Randkette durchsetzende Längsbruch sei in seiner Anlage alt und es habe eine leichte Verstellung schon vor oder während der Ablagerung des Eocaens stattgefunden. Der gehobene Flügel könnte dabei als Lieferant der Konglomeratkomponenten in Betracht gezogen werden.

Die Frage voreocaener Bruchbildung ist bis heute noch nicht ganz eindeutig bewiesen; doch kennt man verschiedentlich Beispiele, die für eine solche Erklärung sprechen. A. Buxtorf hat als erster (Lit. 23) mit dieser Möglichkeit gerechnet. Später hat H. Mollet (Lit. 68, S. 21) die Schimbergkonglomerate auf eben diese Weise zu deuten versucht, und W. Schneeberger (Lit. 91, S. 63) möchte im benachbarten Niederhorngebiet für Konglomerateinlagerungen im Hohgantsandstein gleichfalls ähnliche Ursachen annehmen.

Über die näheren Bildungsstände sind wir in allen diesen Fällen und auch in dem von uns geschilderten heute noch unzureichend unterrichtet. Nicht selten ergeben sich Widersprüche mit anderen uns geläufigen Anschauungen.

B. Tektonik der Randkette.

Das tektonische Bild der Kreidekette im Untersuchungsgebiet ist nicht einheitlich. Deutlich lassen sich hinsichtlich des Baues zwei verschiedenartige Anteile einander gegenüberstellen: die Hohgantkette s. str. bildet im wesentlichen eine starre, südwärts geneigte Platte, die aus einer einfachen, klar aufgebauten Normalschichtfolge der unteren Kreide und dem transgressiv sich darüberlegenden Eocaen gebildet wird.

Anders der Abschnitt Jurtenfluh-Emme, den ich nach der im N vorgelagerten Schwarzenegg Schwarzenegg-Abschnitt nennen will: Schon aus der Ferne erkennt man die im Vergleich zum Hohgant viel zu tiefe Lage der den Bergkamm bildenden Schrattenskalkplatte. Sie ist an der im Folgenden näher zu besprechenden Sundlaunen-Hohgantverwerfung bedeutend abgesenkt, während der N-Flügel längs dieser grossen Störung emporgepresst wurde und dabei starke tektonische Beeinflussung erfahren hat (s. Taf. II, Prof. 4—6). Brüche, Scherflächen und Faltungen bewirken auf eine gewisse Erstreckung einen Bau, wie er komplizierter nur noch bei wenigen Teilstücken der Randkette anzutreffen ist.

a) Hohgantkette.

Nur an wenigen Punkten ist die Auflagerung der langgestreckten Kette auf den subalpinen Flysch mehr oder weniger deutlich aufgeschlossen. Trotzdem scheint sich längs der Hauptfront des Berges die grosse Überschiebung einheitlich, ohne wesentliche tektonische Begleiterscheinungen vollzogen zu haben (vgl. Taf. II, Prof. 8—11). Vermengungen von Flysch mit Valanginienmergeln sowie tek-

tonische Reduktion und stellenweise Ausquetschung der letzteren sind gewöhnliche Erscheinungen, die keiner weiteren Erörterung bedürfen.

Einschuppung von höheren Schichtgliedern an der Basis der Überschiebungsmasse mögen am Hohgant-E-Ende zwischen Alp Luterswängi und P. 1362 vorliegen. Man findet dort Crioceraschichten und Kieselkalkbasisschiefer, die offenbar zwischen Flysch und Valanginienmergeln eingeschoben worden sind.

Längsbrüche, steilstehende Scherflächen und Klüfte sind nicht selten, besonders im Kieselkalk und in den der Kieselkalkgruppe zugehörigen Schiefern, bedingen aber keine grösseren Verschiebungen. Oberhalb Hungerschwand (Hohgant-W-Ende) auf Quote ca. 1700 verursachen sie eine Doppelung der Schifflischichten und des Schynigen Bandes (Taf. II, Prof. 11).

Querbrüche sind ungemein zahlreich im Schrattekalk. Die Sprunghöhen sind bei einer Gratwanderung durch die Verstellung des Orbitoidenkalkbandes gut zu bestimmen und betragen aber selten mehr als 20 m. Am W-Ende des Hohgant (Widderfeld) erreichen sie mitunter höhere Beträge und sind auch aus der Ferne schon durch das Absetzen der dunklen, deutlich gebankten Orbitolinaschichten gut sichtbar. Solche Brüche, durch die auch anderwärts die Schrattekalktafel ausgezeichnet ist, durchsetzen die Serie meist nur bis zu den Drusbergschichten.

In der Kieselkalkgruppe sind Querbrüche ebenfalls recht häufig; doch ist dieses tiefere Bruchsystem von den Schrattekalkbrüchen völlig unabhängig.

Die östliche Hälfte des Hohgantkammes wird durch diese Brüche gegen den Hauptgipfel in die Höhe gestaffelt, umgekehrt die westliche Hälfte gegen das Widderfeld zu. Der W-Teil zeigt auch verhältnismässig steiles Fallen alpenwärts.

b) Schwarzenegg-Abschnitt (vgl. tektonisches Kärtchen Taf. II).

Grundlegend beeinflusst wird dieser Teil der Randkette von der durch den N-Abfall der Kette verlaufenden Sundlauenen-Hohgantverwerfung (Taf. II, Prof. 7), längs welcher der Südflügel abgesunken ist. Dieser gewaltige Längsbruch ist östlich des Hohgants etwa bis zur Gratlinie der Jurtenfluh bekannt, wo nach der Beschreibung von P. BECK (Lit. 13, S. 71) der Bruch in eine Flexur übergeht. Eine solche wird jedoch nur vorgetäuscht durch die bei anderer Gelegenheit (s. S. 75) schon erwähnten Schleppungserscheinungen. Die Bruchlinie ist leicht zu erkennen. Im Gelände zeichnet sie sich auf drastische Weise dadurch ab, dass die weisse, vegetationslose Karrenlandschaft des Weissen Schopf (SE-Ecke von Blatt Schangnau) geradlinig abgeschnitten wird und gegen NW an die Weidflächen tragenden, tieferen Schichtglieder der Kieselkalkgruppe anstösst. Zwischen Wengi und dem Widderfeld (P. 1964, südlich Jurtenfluh) streicht der Bruch hinaus in die steile N-Wand der Jurtenfluh, wobei auf der Gratkante die Schiefer des Schynigen Bandes neben den Schrattekalk zu liegen kommen. F. J. KAUFMANN (Lit. 60, S. 574) gibt hier für die Sprunghöhe der Verwerfung 260 m an. Es lässt sich feststellen, dass in der Felsrinne, in welcher der Bruch nach Verlassen des Grates seinen Verlauf gegen NE nimmt, die Unterkante des Schrattekalkes (im E) mit der Untergrenze des unteren Kieselkalkes (im W) auf etwa gleicher Höhe liegt, was demnach an dieser Stelle einer Verstellung von gegen 400 m entspräche.

Die Sundlauenen-Hohgantverwerfung zerschlägt sich nach ENE, sobald sie aus dem Schrattekalk ausgetreten ist, in ein System steil bergwärts fallender Scherflächen. Diese setzen durch die Felsen der Jurtenfluh, dann über den Kamm der Schwarzenegg, und verlaufen hier zumeist im Kieselkalk (Taf. II, Prof. 6, 5, 4). Weiter östlich bewirkt der hier wieder mehr einheitliche Bruch ein Fehlen nahezu der gesamten, mächtigen Kieselkalkstufe; oberhalb des Wassergrabens setzt er dann weiter durch die Schiefer der Kieselkalkbasis in den Valanginienkalk, und ich nehme an, dass er dem N-Fuss des schmalen Valanginienkalkbandes nach NE entlang bis in die Talsohle der Emme läuft, welche er etwa 400 m östlich Kemmeribodenbad quert. Die gestörte Lagerung des Valanginienkalkes im Bett der Emme spricht deutlich für die Nähe des Bruches (Lit. 45, S. 537).

Es kann kein Zweifel bestehen, dass die Verwerfung in den von R. SCHIDER (Lit. 89, S. 25) beschriebenen Ax-Unterschlagbruch fortsetzt. Denn in ihrem weiteren Verlauf erreicht die Hohgantverwerfung gegen NE zu die Oberkante der Rothenfluh, aber nicht — wie SCHIDERS Karte angibt — erst bei Kurve 1300, sondern schon bei «H» von Hirswengiberg auf Quote 1215.

Diese gewaltige Längsstörung, wir könnten sie nunmehr Sundlauenen-Hohgant-Axverwerfung nennen, lässt sich also vom Thunersee bis Unterschlag (westlich Sörenberg), d. h. auf ca. 24 km verfolgen; möglicherweise hat sie auch südlich des Thunersees noch eine Fortsetzung (Lit. 63, S. 185). Sie verstellt vom Thunersee bis ins Emmental die gesamte Randkettenserie und setzt sich nach der Profilkonstruktion (Lit. 45, S. 535, Fig. 2; Taf. II, Prof. 3) bis an die Überschiebungsgrenze zwischen Kreide und subalpinem Flysch fort, wahrscheinlich auch noch diese beeinflussend.

Ausserdem zeigt im Schwarzenegg-Abschnitt, d. h. im Teilstück zwischen dem E-Ende des Hohgant und der grossen Emme die Stirn der Randkette nicht mehr das Bild einer einfachen, starr überschobenen Deckplatte, sondern ist zu Falten und Schuppen zusammengestaucht (vgl. Taf. II, Prof. 4, 5).

Am besten verfolgbar ist ein Gewölbe, das tonnenförmig geschlossen im Karkessel südlich von Jurtentiefe auftaucht (Taf. II, Prof. 6), ostwärts durch die Jurtenfluh und den oberen Teil der Schwarzenegg zieht und hier (Prof. 5) starke Zusammenpressung erleidet. Wir können es (s. Taf. II, Tektonisches Kärtchen) Jurtenfluh-Schwarzenegg-Gewölbe nennen. Es erscheint wieder — tief angeschnitten — im Wassergraben (s. Anmerkung S. 51) südwestlich Kemmeribodenbad, wo eng gefaltete Valanginienmergel, denen ein Mantel aus Valanginienkalk teilweise schon fehlt, als Kern des Gewölbes vorzüglich aufgeschlossen sind (Prof. 4). Der Valanginienkalk des S-Schenkels ist in der hohen S-Wand des Wassergrabens sekundär verschuppt und weist kleine Stauchungsfalten auf.

Den Valanginienkalk-N-Schenkel sieht man am W-Rand des Wassergrabens senkrecht stehen. Nach N biegt er anscheinend in muldenförmige Lagerung um. Zum N-Schenkel ist ausserdem auch noch der kleine Rest von zerrüttetem, verkehrt gelagertem Valanginienkalk zu zählen, der am rechten Bord des Wassergrabens bei Quote 1100 dem Flysch aufruht und von Valanginienmergeln überlagert wird.

Ein Kern der eben erwähnten Mulde ist zwar nicht nachweisbar; doch kann weiter südwestlich der schmale Streifen von Kieselkalkbasisschiefern, der bei Quote 1580 über den Kamm der Schwarzenegg verläuft (Taf. II, Prof. 5), als solcher betrachtet werden. Hier an der E-Seite der Schwarzenegg ist nämlich bei Kurve 1480 gut festzustellen, dass der N-Schenkel des Jurtenfluh-Schwarzenegg-Gewölbes wieder muldenförmig aufbiegt.

Dem beschriebenen Faltenzuge nördlich vorgelagert sind weiterhin Komplexe, die vermutlich als normale Falten angelegt waren, mit fortschreitendem Zusammenschub aber verstümmelt wurden zu Schuppenpaketen, deren Verfolgung im einzelnen Schwierigkeiten bereitet. Im Waldstreifen südöstlich Baumgarten tritt z. B. eine Zone von Kieselkalkbasisschiefern auf, die unter- und überlagert wird von gequetschtem Valanginienkalk. Zum gleichen Zuge könnten auch die mächtigen Kieselkalkbasisschiefer gehören, die (wohl tektonisch repetiert) im Profil der Schwarzenegg wieder auftreten. Gerade das Profil dieses gratartigen Vorsprungs zeigt die Schuppung in mehrere einzelne Pakete ganz besonders gut (Taf. II, Prof. 5).

All diese Schuppen und Stauchungen am Stirnrand der Kreidekette erweisen sich als ganz lokale, im Streichen sehr rasch veränderliche Strukturen. Die Schichtserie, welche an diesen tektonischen Komplikationen teilnimmt, reicht von den Valanginienmergeln hinauf bis zu den Kieselkalkbasisschiefern; das Vorhandensein der Valanginienmergel bzw. der Kieselkalkschiefer sowie die Auflagerung auf einer plastischen Flyschunterlage erleichterten den Zusammenstau.

Dieses ganze, nur in seinen wesentlichsten Zügen beschriebene System kleiner Stauchungen des Schwarzenegg-Abschnittes streicht nach NE in der Luft aus, und in seinem Liegenden erscheint, bei Kemmeribodenbad tief angeschnitten, die Flyschunterlage.

Hoch im NE über Kemmeribodenbad, an der Rothenfluh, im N-Flügel der Sundlauenenverwerfung, finden wir subalpinen Flysch und Valanginienmergel überlagert von mächtigem Valanginienkalk, doch fehlen hier enge Fältelungen und Schuppungen ganz. Der Valanginienkalk bildet das

schöne Gewölbe der Rothenfluh, dessen ausflachender N-Schenkel von hier auf dem Querprofil Rothenfluh-Schybehüsi als Basis der Schratzenfluh-Schichtplatte ungehindert über seine Flyschunterlage nach NW vorstösst (vgl. 45, S. 535, Fig. 2, ferner Taf. II, Prof. 1/2).

Es sei noch hervorgehoben, dass das oben beschriebene komplizierte Falten- und Schuppenbündel des Schwarzenegg-Abschnittes nicht bloss nach NE (Rothenfluh) in einfachen Bau übergeht und weiterhin ganz ausflacht: das gleiche Verhalten gilt auch nach SW zu; hier dürften beim Wechsel des Baues offenbar kleine Querbrüche eine Rolle spielen.

Das auf Taf. II, Prof. 6, noch dargestellte Jurtenfluhgewölbe hat nämlich gegen SW zu, unter den Hohgant hinein, keine Fortsetzung. In der Kehle, die östlich unterhalb Wengi (wenig östlich P. 2005) beginnt und mit fast S-N-Richtung hinabzieht in den Schuttkessel der Jurtentiefe, verläuft ein wichtiger Querbruch. Am Grat oben sind die Schichten nur wenig verstellt. Weiter unten dagegen — wo die Schutthalde beginnt — stösst der untere Kieselkalk (im W) an Criocerasschichten (im E). Westlich des Bruches fehlt eine dem Jurtenfluhgewölbe entsprechende Falte. Dagegen finden wir nach NW, dem Fuss der Felswand folgend, faltenartige Biegungen in den Basisschiefern des Kieselkalkes, die ich als eine stark abgeschwächte Fortsetzung der intensiven Störungen des Schwarzenegg-Abschnittes betrachte. Das auffallendste ist eine heftige Stauchung im Kieselkalk, die man am Weglein auf den Hohgant bei Quote 1720 beobachtet. Die Schichten biegen stellenweise bis zur Senkrechten auf, flachen aber höher oben bald wieder aus. Die Aufbiegung lässt sich (Taf. II, Prof. 7) etwa 500 m weit westwärts in den Steilwänden des unteren Kieselkalkes verfolgen. Ob diese Stauchung mit dem Jurtenfluhgewölbe in direkte Beziehung zu bringen ist, scheint sehr fraglich. Bestenfalls könnte das aus der Ferne so deutlich etwa 10—12° W-Fallen betragende Einsinken des Hohgant-E-Teiles als Hochpressung und sehr flache Wellung der Schichtplatte betrachtet werden. Der Hohgantgipfel läge dann im Scheitel einer ganz leichten Aufwölbung der Schichtplatte.

Über den erwähnten Fältelungen in den untersten Kreideabteilungen springt die Hohgantkette, ohne wesentlich gestört zu sein, nach N bis Luterswängi vor; dies entspricht im Prinzip ganz dem Verhalten der Schratzenfluhplatte über dem abtauchenden Gewölbe der Rothenfluh.

Es ergibt sich also, dass die starke Zusammenstauchung der basalen Schichten der Randkettenstirne nur den kurzen, kaum 3,5 km messenden Schwarzenegg-Abschnitt zwischen E-Ende des Hohgant und SW-Ende der Schratzenfluh kennzeichnet. Der Gedanke drängt sich auf, als seien in diesem Teilstück der Randkettenstirn beim Vorwärtsschub Widerstände hindernd im Wege gestanden, die zu einem derartigen Aufstau führten.

Der tektonischen Karte (Taf. II) kann nun ohne weiteres entnommen werden, dass dem Schwarzenegg-Abschnitt im N der Bumbach-Sporn direkt vorgelagert ist, und es steht wohl ausser Frage, dass dieser Molassevorsprung die Ursache für die starken Stauungen im Schwarzenegg-Abschnitt bildete. Hiedurch erhält der an anderer Stelle (Lit. 44, S. 514) ausgesprochene Gedanke, dass der Bau der Alpenrandkette weitgehend von der Beschaffenheit der vorgelagerten Molassezonen abhängig ist, eine weitere Stütze. In unserem Falle war die Stauung noch beeinflusst durch die im Schwarzenegg-Abschnitt schief austreichende, grosse Hohgant-Axverwerfung; sie bedingte die hohe Lage der basalen Kreideschichten im N-Flügel des Bruches.

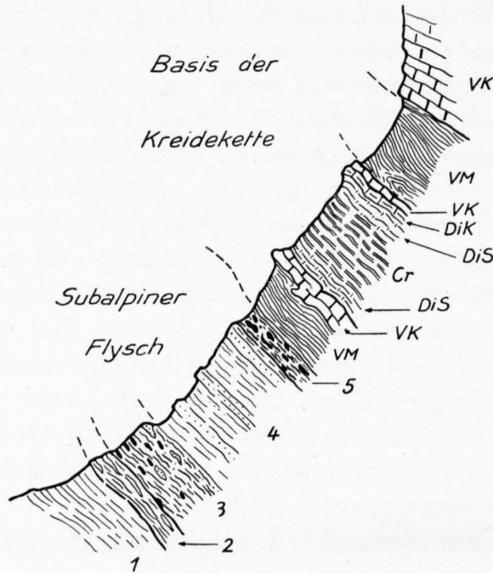
Dass aber die Beschaffenheit des Molasse-S-Randes doch das den Bau der Randkette bestimmende Moment ist, erläutert wiederum das tektonische Kärtchen der Taf. II:

Mit dem scharfen Einspringen der Kadhausgraben-Nische gegen N gewinnt die Randkettenstirne wieder Raum für ungehindertes Vordringen auf der Linie Rothenfluh-Schybehüsi. Hier am SW-Ende der Schratzenfluh macht sich demnach eine ähnliche Einpassung der Randkette in die Bäuchlen-Honégg-Schuppe geltend wie am NE-Ende der Schratzenfluh im Tal der Waldemme bei Flühli (Lit. 44, S. 510). Als Ganzes erscheint die Schratzenfluhkette eingelagert in eine Nische, was auf dem Lit. 44, S. 513, gegebenen Übersichtskärtchen sehr deutlich zum Ausdruck kommt.

Der zwischen Molasse und Kreidekette liegende subalpine Flysch musste sich gleichfalls den Unregelmässigkeiten des Molasse-S-Randes anpassen. Es ist wohl kein Zufall, wenn wir an den Stellen, wo der Flysch in die Nischen der Molasse eingepresst wurde, in der Regel auch grösste Häufung fremder

Gesteinseinschlüsse im Flysch vorfinden (Sigriswilergrat, Lit. 14; 45, S. 512; Schrattenfluh; Rigihoehfluh, Lit. 22, S. 29; usw.).

Anhangsweise erwähne ich noch die auffälligen Schuppungserscheinungen längs der Basis der Kreidekette im Schrattenfluhgebiet. Die Schuppen sind dort viel ausgeprägter, als R. SCHIDER sie beschrieb und kartiert hat. Es handelt sich nicht nur um Einschuppungen in den Flysch, sondern meistens um mehrmalige Repetitionen innerhalb der basalen Schichten der Kreideserie. Ein Beispiel, auf Fig. 14 dargestellt, möge dies näher veranschaulichen (vgl. auch Lit. 45, S. 533).



Figur 14. — Verschuppungen an der Basis der Kreidekette im Schrattenfluhgebiet, aufgenommen in den Quellrunsen des Steiglenbaches nordwestlich Alp Gross Imberg.

- Cr = Criocerasschichten oder Kieselkalkbasis-Schiefer
- DiS = Helle dichte Kalkschiefer (diphyoideskalkartige Schiefer).
- DiK = Diphyoideskalkartige Kalke.
- VK = Valanginienkalk.
- VM = Valanginienmergel, zum Teil mit Mergel-Kalkbänken.
- 5 = Laminierte, hartgepresste Wildflysch-Schiefer mit vielen Sandstein- und Quarzitbrocken; Ölquarzite und Leimernkalke selten.
- 4 = Bräunliche und grünlichgraue Flyschmergel mit Sandsteinbänken.
- 3 = Starke Quetschzone, Wildflysch mit eingewalzten, rundlichen Brocken von schwärzlichen Kalken, spätigen Kalken, harten, splitterigen, kristallinen Kalken, Leimernkalken und spärlichen kleinen Ölquarziten.
- 2 = Leimernkalke und Schiefer.
- 1 = Helle Flyschschiefer (? Senonmergel).

Die Strichellinien bezeichnen Schubflächen und anormale Kontakte.

Dagegen ist eine 2 km lange, «von Flysch umwickelte und nach der Tiefe zu ausspitze Schubscholle» (Lit. 89, S. 19), wie sie R. SCHIDER am SW-Ende der Schrattenfluh auf seiner Karte angegeben hat, nicht vorhanden, und auch in der Emmeschlucht ist die Schichtfolge normal (vgl. darüber Lit. 45, S. 537).

Quartär.

A. Pleistocaen.

Trotz des Vorhandenseins einer starken Moränenbedeckung lässt sich heute über die Vereisungsverhältnisse der verschiedenen Talstrecken unseres Untersuchungsgebietes noch kein abschliessendes klares Bild gewinnen. Erschwert wird eine Deutung dadurch, dass die eiszeitlichen Gletscher einander über Wasserscheiden hinweg beeinflussten, stauten und abdrängten. Ausser einer Lokalvereisung haben wir im Emmental — wie schon seit langem bekannt — mit der Anwesenheit des Aare- und auch des Rhonegletschers zu rechnen.

1. Aare-Rhone-Gletscher.

Während der Risseiszeit wurde nach der heute allgemein herrschenden Ansicht der Aaregletscher durch den Rhonegletscher ins obere Emmental abgedrängt. Als Anhaltspunkte müssen dabei in den meisten Fällen die nur zerstreut auftretenden erraticen Blöcke von sogenannten Leitgesteinen dienen.

W. LIECHTI (Lit. 64, S. 74) nimmt an, dass der Aaregletscher über das Dorf Röthenbach, 4 km südwestlich Eggwil, seinen Weg ins Emmental genommen habe. Allein das Vorhandensein von Graniten und aarmassivischen Gneisen im Quellgebiet des Röthenbaches (6 km südöstlich des gleichnamigen Dorfes) beweist, dass der Aare-Rhone-Gletscher aus der Gegend von Schwarzenegg entlang dem Kamm der Honegg nach E vorstieß. Über den Schallenberg und über die zwischen Sattel und Grosse Honegg gelegene Wasserscheide Röthenbach-Hombach gelangte er ins Tal der Emme.

Die Anwesenheit des Aare-Rhone-Gletschers in unserem engeren Untersuchungsgebiet Schangnau wird durch folgende neu aufgefundenen Blöcke belegt, die unmöglich durch den Lokalgletscher der Emme hertransportiert sein können:

Aaregranit (saure Varietät, ähnliche Vorkommen in der Handeckgegend):

Nebenbach des Kohlgrabens südöstlich Mösli (Quote 920), 2 km nordwestlich Schangnau (1 × 1 × 1,5 m).

Hochgebirgskalk (Malm):

15 m nördlich des Hofes Winkel, 1 km westlich Schangnau (Durchmesser ca. 1 m). Von W. LIECHTI (Lit. 64, S. 71) als Schrattenskalk aufgeführt; wahrscheinlich von N her über die Nagelfluhwand heruntergestürzt.

Kleine Blockgruppe im Nebenbach des Kohlgrabens östlich Mösli, 2 km nordwestlich Schangnau.

Gneise:

Nebenbach des Kohlgrabens nordöstlich Mösli, 2 km nordwestlich Schangnau (Durchmesser ca. 0,5 m).

Nebenbach der Emme westlich Knubelhüttli, ca. 3,7 km westlich Schangnau.

Beim Hause Ober-Schopf 1,5 km nordwestlich Schangnau.

Augengneis und granitischer Gneis (kleine Blöcke) im Nebenbach der Emme nördlich Hintersteinmösli (Quote ca. 990) 3,4 km im WNW von Schangnau.

Lias:

Herkunft: ? Bodmi, subalpine Flyschzone des Sigriswilergrates. Fleischroter Crinoidenkalk (? Lotharingen). Nebenbach der Emme nördlich Hinter-Steinmösli (Quote ca. 990).

Weisser Glimmerquarzit (wahrscheinlich penninische Trias):

Nebenbach der Emme nördlich Hinter-Steinmösli (Quote ca. 990).

In den Talgrund von Schangnau und in das Talstück Schangnau-Marbach einzudringen, muss wohl dem Aare-Rhone-Gletscher nach Übersteigen der Wasserscheide bei Sattel (westlich Schangnau) infolge des dort lagernden risseiszeitlichen Emmegletschers verwehrt gewesen sein. Der Emmegletscher zwang den Aare-Rhone-Gletscher zu einer schwachen Ausweichbewegung nach N, aber auch er selbst wurde vom Aare-Rhone-Eis nach NE abgedrängt. Die Grenze zwischen den beiden Eismassen mag in unserem Untersuchungsgebiet etwa mit dem S-Rand der miocaenen Nagelfluh zusammengefallen sein. Ich glaube, dies aus folgendem schliessen zu dürfen:

Während auf der Strecke Bumbach-Schangnau Habkerngranite als Erratum des Emmegletschers talauswärts immer spärlicher werden und südlich und südwestlich Schangnau bereits zu grossen Seltenheiten gehören, begegnen wir plötzlich, sobald wir in den durch die oben genannten Leitgesteine gekennzeichneten Bereich des Aare-Rhone-Gletschers eintreten, wieder häufig den Habkerngraniten. Ich nehme deshalb an, dass die zugleich mit dem Auftreten sicheren Aare-Rhone-Erratikums zahlreich erscheinenden Habkerngranite vom Aare-Rhone-Gletscher transportiert worden seien.

Gleich wie der oben erwähnte Lias wurden auch die Habkerngranite dem von Schwarzenegg her vorrückenden Hauptgletscher seitlich durch den Erizgletscher zugeführt, in dessen Einzugsgebiet (subalpine Flyschzone) diese exotischen Gesteine ausserordentlich häufig sind. Ein kleiner Teil der Habkerngranite stammt möglicherweise aus dem Habkerntale selber. Das alleroberste Emmental fällt als Blocklieferant der Habkerngranite keineswegs ganz ausser Betracht.

Zur Würmeiszeit gelangte kein Eis des Aaregletschers ins Emmental (Lit. 3, S. 125, 74, S. 547).

Noch grössere Bedeutung als die nur spärlich zerstreuten Erratiker des Aare-Rhone-Gletschers besitzen in unserem Untersuchungsgebiet die Moränen und Fluvio-Glazialablagerungen der Lokalgletscher, in erster Linie diejenigen des Emmegletschers.

2. Emmegletscher.

Risseiszeitliche Moränen des Emmegletschers sind mit Sicherheit nicht bekannt. In der N-Wand des Hohgant, wenig westlich der vom Gipfel gegen Wengi herabziehenden Gratkante bei ca. 2090 m, liegt eine kleine Blockgruppe von Hohgantsandstein, die kaum durch Absturz an diese Stelle gelangt sein dürfte, eher durch Eistransport. Ferner finden sich nahe dem Kamm des Lochsitenberges westlich Bubenlauri, oberhalb Oberste Trittschwendi, noch bei 1350 Moränenreste (Kreidekalke), die wohl von einer risseiszeitlichen Vergletscherung herrühren könnten.

Die Ausbreitung des würmeiszeitlichen Emmegletschers, insbesondere dessen Endmoränen auf dem Breitmoos bei Eggiwil, sind durch F. ANTENEN (Lit. 2) und durch A. PENCK und E. BRÜCKNER (Lit. 74, S. 547) beschrieben worden. Deutliche seitliche Wallmoränen sind auf Blatt Schangnau nicht vorhanden, wie ich im Gegensatz zu ANTENEN (Lit. 2, S. 23) hervorheben möchte.

Leitgestein des Emmegletschers sind etwa bis zur Hombachlinie südwestlich Schangnau Habkerngranite. Bis zu dieser Linie (S-Grenze des risseiszeitlichen Aare-Rhone-Gletschers) sind die Habkerngranite, mit Ausnahme eines einzigen Blockes (beim Kemmerlikopf), auf die linke Talseite beschränkt. Auch Hohgantsandstein, gutgerundete Blöcke und mitunter von gewaltigem Ausmass, spielt als Erratum des Emmegletschers an den linken Talgehängen eine wichtige Rolle.

Erst am N-Abhang der Honegg treffen wir auf grössere Moränenanhäufungen. Besonders im Quellgebiet des Hombachs und in dessen südlichen Nebenbächen liegen beträchtliche Glazialbildungen.

Offenbar war der tote Winkel zwischen Steinmöslifluf und Honegg der Aufhäufung besonders günstig.

Auf der rechten Talseite der Emme treffen wir nur ganz spärliche Moränenreste. Das Nagelflufplateau im NW von Schangnau ist nahezu frei von solchen. Erwähnenswert scheinen mir in nächster Nähe (nord- und südwestlich) von Schangnau die Grundmoränenvorkommen an den Hängen und auf der Sohle des schluchtartigen Einschnittes des Färzbaches, ferner Moränen in der Gegend von Stutzweidli und Schächli. Die Moräne von Lätthubel und Krähenbühl, wie sie W. LICHTI angibt (Lit. 64, S. 71), konnte ich nicht bestätigen.

Dagegen sei hier nachdrücklich auf die Grundmoränenvorkommen aufmerksam gemacht, welche eine Auskleidung und eventuell auch schwache Ausebnung des weiten Erosionsbeckens von Schangnau bewirkten, bevor diese Moränen selbst wieder von jüngeren Seeablagerungen (Schotter usw.) überdeckt wurden. Diese Grundmoränen im Liegenden der Schotter liessen sich unter anderem an folgenden Stellen beobachten:

Emmeknie P. 882 südwestlich Säge Schangnau.

Nebenbach des Hombaches von Vorder-Steinmösl.

Nebenbach des Hombaches von Hinter-Lauterstalden (Strasse P. 888, 2,3 km im WSW von Schangnau).

Bei Lindenmatt und Stutz, ca. 1 km südwestlich Schangnau.

Auf die grosse Bedeutung dieser Moränenauskleidung für die Talgeschichte der Emme wird in einem folgenden Abschnitt (S. 86) einzutreten sein.

Südlich des Hofes Stäldeli (3,5 km südwestlich Schangnau) treffen wir bei P. 1195 hintereinander zwei kurze, sehr gut geformte Moränenwälle, die nach E zu scharf gegen einen flachen Boden abfallen. Möglicherweise handelt es sich um ein Rückzugsstadium. Als Rückzugsmoräne eines vom Emmegletscher ins Seitental des Schwarzbaches vorgestossenen Eislappens ist auch wahrscheinlich der schöne hufeisenförmige Wall zu betrachten, der bei Bödeli (3,5 km südwestlich Schangnau) das Tal quert. Er trägt den Punkt 1169. Von W her ist der Wall mit Bachschutt hinterfüllt. Talauwärts, gegen E, erfolgt ein steiler Abfall zu dem flachen Gletscherboden des ehemaligen Zungenbeckens, das sich gegen den Hof Scheidzaun hin erstreckt.

Ob der Emmegletscher zur Würmeiszeit die bei Quote 1215 gelegene Wasserscheide zwischen Hombach und Röthenbach überschritt, scheint mir unsicher (vgl. ANTENEN, Lit. 4, S. 778). Dagegen hat ein Seitenarm des Gletschers fraglos die Wasserscheide zwischen Emme und Ilfis bei Wald überstiegen. Die dazugehörigen Stirnmoränen sind bis jetzt noch nicht bekannt; die in der Literatur angegebenen Endmoränen bei Marbach und bei Wald (Lit. 4, S. 785; vgl. Lit. 3, S. 525) sind als solche nicht vorhanden. In diesem Talabschnitt zwischen Wald und Marbach fand ich ausser zwei kleinen Brocken von Kreidekalken in einem Bachgraben südöstlich Marbach nie eigentlichen Glazialschutt. Über die vermeintlichen Schrattenkalkblöcke siehe früher S. 41 (vgl. auch F. J. KAUFMANN, Lit. 60, S. 426).

3. Molassemoränen am Nordhang der Honegg.

Die schon von der Strasse her auffallende und durch den Lauterstaldenbach hoch angerissene Schuttmasse bei P. 1232 (knapp 3 km südwestlich Schangnau) möchte man aus der Ferne für eine Rückzugsmoräne des Emmegletschers halten. Zuerst trägt die terrassenartig abgerissene Schuttmasse eine plateauförmige Fläche. Die Bildung zeigt die Zusammensetzung einer Molassemoräne: grössere Kreidekalkblöcke fehlen. Blöcke von Molassegesteinen sind rund bis eckig. Der Schutt ist ungeschichtet; seine harte und feste Zusammenpackung spricht durchaus für Moräne. Oberhalb der Schuttmasse treffen wir auf eine ausgesprochene karartige Hohlform in der N-Flanke der Honegg.

Nur wenig weiter westlich, im Winkel zwischen den beiden vom Honeggkamm P. 1493 und P. 1513 herkommenden Bächen, welche sich zum Hombach vereinigen, finden wir Moränenschutt, der ausschliesslich von Molassegesteinen gebildet ist. Das Material ist deutlich geschrammt. Nördlich P. 1125 erkennt man, dass die Molassemoräne die vornehmlich Kreidekalke führende Emmemoräne

überlagert. Der ausserordentlich dichte Waldbestand erschwert den Überblick über die Terrainformen. Auch hier besteht eine flach-kesselartige Austiefung der Honegg-N-Flanke.

4. Lokalgletscher und Gletscher der Nebentäler.

Ziemliche Selbständigkeit besass der aus dem Imberg-Karkessel an der Schrattenfluh herunterkommende Kadhausgletscher (Lit. 45, S. 532). Zeitenweise war er vermutlich durch den Haupttalgletscher gestaut (geschichtete Moräne im Kadhausgraben). Seine Stirn- und Seitenmoränen liegen nordöstlich Bumbach unterhalb Wäldli und bei Ober-Grossenbumbach. Als Seitenmoränen können die wallartigen Zusammenhäufungen von Moränenmaterial bei Unter-Lochsitli gelten.

Ausser kleinen Moränenresten bei Unter-Buchhüttli in der äussersten NE-Ecke des Blattes Schangnau sind im ganzen Steiglental bis Marbach keinerlei Moränen des Steiglengletschers nachweisbar. Hingegen besitzt der Steiglengletscher hoch oben an der Schrattenfluh eine ausgezeichnete, bemerkenswerte grosse Seitenmoräne, die R. SCHIDER auf der Karte (Lit. 90) als Bergsturz angegeben hat. Auch vom SW-Ende der Schrattenfluh hingen vermutlich kurze Gletscher herab, die ihre Moränen bei Lauzug und oberhalb Erlenweid deponierten.

An der nach N exponierten langen Front der Hohgant- und Jurtenfluhkette entwickelten sich beim Zurückschmelzen des Emmegletschers nach dem Hochstand der Würmeiszeit eine Reihe Kargletscher, die infolge ihrer beträchtlichen Schutzzufuhr vorzüglich individualisierte, zum Teil modellscharfe Wallsysteme hinterlassen haben (vgl. Taf. I). Die einzelnen Gletscherbecken sind schüsselförmig in die weiche Flyschunterlage eingelassen, die stehen gebliebenen Gräte von hohen Ufermoränen besetzt (Innerer Windbruch, Gemeinde Wängi usw.). Die Gletscher reichten in maximaler Entwicklung (Bühlstadium) übereinstimmend etwa bis 1100 m, der Jurtengletscher noch tiefer. Neben den meist sehr mächtig entfalteten Stirn- und Seitenmoränen (Senggenmattschwand, westlich Gysensteinweid, vgl. Lit. 2, S. 23; 45, S. 547) zeigen die verschiedenen Hohgantgletscher noch mehrere Rückzugsphasen. Die schöne Hufeisenform fast aller dieser Wälle ist von den ehemaligen Schmelzwässern und heutigen Bächen durchbrochen und angeschnitten. Die Moränen dieser Lokalgletscher des Hohgant liegen an einigen Stellen sehr deutlich den Moränen des Emmegletschers auf.

Aus der dichten Bestreuung mit Hohgantsandsteinblöcken und aus zahlreichen Wallformen zu schliessen, drang der Zulggletscher, dessen Nährgebiet das Hohgantsandsteinareal des Grünenberges bildete, über die Wasserscheide bei Rothmoos längs dem S-Fuss der Honegg im Schwarzbachtal weit gegen das Tal der Emme vor. Die Obergrenze seiner Eismasse lag am S-Hang der Honegg bei etwa 1300 m. Die Böschungen östlich Grosser Scheidzaun (3,5 km südwestlich Schangnau) und die Steilstufe, welche das nach Rothmoos führende Strässlein südlich Spicher überwindet, dürften eine Rückzugsmoräne des Zulggletschers markieren.

5. Fluvioglaziale Aufschüttungen.

Im Bett des Schwarzbaches bei Scheidzaun und am Fusse der hohen Anrissa, an der Mündung des von Windbruch herkommenden Nebenbaches (ca. 2,7 km südsüdwestlich von Schangnau), treffen wir über harter Grundmoräne geschichteten Glazialschutt, in sandig-lehmigem Bindemittel, durchzogen von Sandschmitzen und Tonbändern. Vermutlich erfolgte der Absatz in ein kleines Staubecken, das sich südlich der Eiszunge des talauswärts gegen das Haupttal zurückweichenden Emmegletscherlappens gebildet haben mag.

Bei Rothmoos, in der SW-Ecke des Kartenblattes, sind grosse Flächen mit einer bis 10 m mächtigen Decke geschichteter und geschotterter Grundmoräne überkleidet, die im Kaltbach und besonders weit hinauf in seinem von den Honegg-Gütern herkommenden Nebenbach gut aufgeschlossen sind. Oft findet man Lagen feinen tonigen, schwach gewaschenen Materials und hie und da auch grössere Blöcke. Das Ganze ist eine verschwemmte Grundmoräne. Die Unterlage bildet oft noch harte, tonige Grundmoräne.

In grösster Mächtigkeit begegnen wir derartigen fluvioglazialen Bildungen bei dem schon oben genannten Hofe Stäldeli, südlich ob Steinmösli. Das Gut Stäldeli liegt auf einer fluvioglazialen Terrasse (P. 1143, P. 1149), die an der W-Seite durch die katastrophalen, im Sommer 1932 erfolgten Rutschungen auf 200 m Länge und 100 m Breite abgebrochen ist. Der Abriss zeigt deutliche Schichtung. Nur die grösseren Blöcke sind geschrammt. Das Bindemittel ist tonig und fest. Zur Hauptsache besteht das Material aus Kreidekalken. Die Bildung dürfte durch irgendwelche Stauwirkungen des Emmegletschers entstanden sein. Ihre Mächtigkeit muss wohl mehr als 30 m betragen.

6. Der würmeiszeitliche bis postglaziale Schangnauer See.

Der freundliche Talgrund von Schangnau ist ausgelegt mit verschiedenartigen Aufschüttungen, die zusammen eine fast ebene, gegen das Rebloch hin sich langsam senkende Fläche bilden. Die Beschaffenheit des Materials spricht dafür, dass wir unverkennbar Aufschüttungen vor uns haben, die in ein stehendes Gewässer erfolgten. Der nach dem maximalen Eisstande der Würmeiszeit sich zurückziehende Emmegletscher hinterliess eine mit Moränen verbarrikadierte Reblochschlucht. Es entstand ein Stausee, dessen Uferlinie wohl ziemlich genau bei Kurve 910 gelegen haben wird. Der Stau reichte also fjordartig noch emmeaufwärts bis westlich Bumbach. Es kann dies aus den nachträglich unterschrittenen und in zwei kleine Terrassen gestuften Schottervorkommen von Stegmatt geschlossen werden, für das sich eine sonstige Erklärung nicht gut finden lässt.

Dieser Schangnauer See wurde in erster Linie durch die schuttbringende Tätigkeit der Schmelzwässer allmählich aufgefüllt. Die Hauptschuttzufuhr geschah durch die Emme selbst.

Ich unterlasse es, die an verschiedenen Stellen unterhalb Schangnau (z. B. Fischbächli) schön aufgeschlossenen Schotterprofile zu beschreiben. Die Schotter sind stets gut gewaschen und die Gerölle gewöhnlich lagenweise nach der Grösse klassiert. Das Material stammt zum grössten Teil aus Glazialschutt (verschwemmte Moräne); Wassertransport ist an den Geröllen gut erkennbar, nur andeutungsweise sind Schrammen und Kritzer erhalten. Auch lässt sich nachweisen, dass mit Entfernung von der ehemaligen Mündungsstelle der Emme in den See (bei Schönenboden) das Schottermaterial immer feiner und sandiger wird.

Einzig die frischen Anrisse an der Hauptstrasse bei Unter-Witt (1,2 km südwestlich Schangnau) möchte ich erwähnen. Sie zeigen lockere, gutgewaschene, feine Kiese und Sande (viel Kalksand) mit Geröllagen und feinsandigen Tonbändern, zusammen ca. 16 m mächtig. Diese Aufschlüsse lassen ausgezeichnete Deltaschichtung mit Einfallen von 20—25 Grad gegen SW erkennen. Bisweilen sind die Schotter verkittet.

Im SW-Teil des Seebeckens erfolgte die Auffüllung ebenfalls durch verschwemmten Moränenschutt, der, von der Honegg abgospült, ein grosses Delta zusammengewachsener Schuttkegel in den Schangnauer See hinaus bildete. Der geschichtete Moränenschutt liegt, wie in den Bacheinschnitten gut erkennbar, auf den Sockeln einer alten Erosionsterrasse der Molasse auf. Mit der Entfernung vom ehemaligen Seeufer wird auch hier das Material fein (Schotter und Sande im Unterlauf des Lauterstaldenbaches). Im N und NE erfuhr der Schangnauser See Zuschüttung durch den Bachschuttkegel des Färzbaches, durch die Schuttkegel der Quellbäche des Fischbaches und endlich auch durch abgospülten Gehängeschutt und Gehängelehm. So bildeten sich bei Rässhus und Grabenweidli mehrere Meter mächtige, fette blaue Seetone.

Der Abfluss des Schangnauer Sees erfolgte durch einen Überlauf im gegen den Oberrand zu U-förmig erweiterten Teil der Reblochschlucht, wobei in rückschreitender Erosion die untere, enge, mit eiszeitlichem Schutt erfüllte Rinne wieder freigemacht wurde. Das Seebecken entleerte sich wahrscheinlich noch, bevor es durch Auffüllung ganz verlandet war. In mäandrierendem Lauf hat sodann später die Emme die Schotterfläche von Schangnau angeschnitten und unter Bildung von Terrassenstufen (im «Thal» südwestlich Schangnau, bei Schönenboden) einen Grossteil der Seeaufschüttungen wieder ausgeräumt. Das von den abgeschwemmten Moränen des Honegg-N-Hanges gebildete, früher genannte fluvioglaziale Delta wurde weitgehend wieder zerstört. Ein Teil seiner

Oberfläche ist heute noch in Form von schönen, schon von F. J. KAUFMANN (Lit. 60, S. 457) erwähnten Terrassenresten erhalten geblieben (Lauterstalden, Klösterli, Gäbscheli).

Ebenso haben sich die kleineren Wasserläufe (Fischbächli und Zuflüsse) tief in die Schotterfläche eingengagt. Diese vielfachen späteren Unterschneidungen der alten Seeaufschüttungen haben jene reizvollen «Pörter» und von Terrassenkanten umrahmten «Böden» herausmodelliert, die dem Talkessel von Schangnau sein eigentliches Gepräge verleihen.

7. Bemerkungen zur Talgeschichte und Morphologie.

Der Versuch, die Talgeschichte der Emme zu rekonstruieren, ist schon von verschiedenen Autoren unternommen worden (Lit. 74, S. 547; 4, S. 784, 785; 33, S. 54). Auch die folgenden kurzen Ausführungen sind weit entfernt, eine endgültige Lösung zu bieten.

Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Emme einst über Schangnau ins Tal von Marbach abgeflossen ist. Doch müsste dies, wie sich zeigen lässt, in einer sehr frühen Periode der Fall gewesen sein. Der heutige Tallauf zwischen Schangnau und Eggiwil besitzt, wie schon F. ANTENEN (Lit. 4, S. 784) erkannte, ein kombiniertes Querprofil: In ein weites U-förmiges Tal ist die enge, steil V-förmige Emmeschlucht des Reblochs eingeschnitten. Auf der inneren Kante des U-förmigen Einschnittes, 20 m über der heutigen Emmesohle, fand ich unterhalb Pfaffenmoos (3,4 km im WNW von Schangnau) Blöcke von Habkerngranit, die sehr wahrscheinlich schon während der Risseiszeit dorthin gelangt sind. Der U-förmige Taleinschnitt muss demnach vor der grössten Eiszeit bestanden haben. Ein sicher noch älterer (vorrissischer) Talboden ist uns über Steinmösli-Knubelhütte-Junkeren erhalten, und erst in diesem Niveau (ca. 975 m) befindet sich die heutige Wasserscheide zwischen Emme und Ilfis bei Wald. Der enge Einschnitt der Reblochschlucht muss sich vor der letzten Eiszeit gebildet haben; denn nirgends anders als durch das Rebloch konnte die Abfuhr des Schuttes erfolgen, den die Austiefung des Schangnauer Talkessels lieferte. Dass diese Austiefung vor der Würmeiszeit vor sich gegangen sein muss, wird dadurch zweifelsfrei erwiesen, dass sich im Liegenden der jungen Seeaufschüttungen von Schangnau Grundmoräne findet, worauf in einem früheren Abschnitt (S. 83) bereits aufmerksam gemacht wurde.

Der eigentlichen Reblochschlucht und damit wohl auch dem ganzen Formenreichtum der übrigen Nagelfluhregion nördlich und südwestlich Schangnau kommt also, wie dies auch W. LIECHTI vermutet (Lit. 64, S. 78), ein viel höheres Alter zu, als bisher gewöhnlich angenommen wurde (Lit. 74, S. 547; 4, S. 784).

Für den Durchbruch der Emme durch die Randkette bei Kemmeribodenbad gilt Ähnliches. Moränenvorkommen in der Bockenschlucht deuten auf ein vorwürmeiszeitliches Alter der letzteren hin (vgl. dagegen Lit. 89, S. 26).

Kurz erwähnen möchte ich hier die ausgezeichneten Rundhöckerbildungen, die sich beidseits der Emme in der Gegend von Kirhegg und Buchhütten-Schwarzbach südlich von Schangnau und auch schon weiter emmeaufwärts finden.

Als alte Verflächungen, Reste alter Talböden könnte die auffällige Hangtreppe unterhalb Baumgarten und Bühlmannschwand 2,3 km südöstlich Bumbach gedeutet werden. Weitere schwache Andeutungen alter Talböden befinden sich weiter talauswärts, z. B. oberhalb Rosseggli und Gysensteinweid.

B. Holocaen.

1. Bergstürze, Rutschungen und Sackungen.

Aus der grossen Zahl hierher gehörender Erscheinungen seien nur einige wichtigere Fälle herausgegriffen.

Im Gebiet der miocaenen Nagelfluh kommt einzig dem Bergsturz von Stössli (nördlich Schangnau) Bedeutung zu. Durch den Abbruch einer mächtigen Nagelfluhmasse am SW-Teil des gratartigen Höhenrückens des Küng wurde wohl der ehemals mehr schluchtartige Austritt des Färzbach-

tales aus der Nagelfluhregion in das Becken von Schangnau erweitert. Aus den in loses Geröll zerfallenen Schuttmassen ragen inselartig noch grosse Schollen stark zerrütteter Nagelfluh hervor. Der Bergsturz drückt den Färzbach gegen die hohe Nagelfluhwand von Ober-Rüti, die er teilweise schon etwas unterschritten hat.

Am N-Abfall des Lochsitenberges ist der Berghang von Ober-Sidenmoos und Hütliweid am nördlichen Rand des Untersuchungsgebietes von einer mächtigen Decke groben eckigen Blockschuttes eingenommen. Zahlreiche mit Tannen bestandene Blockgruppen und Höcker weisen darauf hin, dass die Schuttmasse von beträchtlichen Bergstürzen herrührt, die von der Sidenmoosfluh herabgebrochen sind. Eine wilde Trümmermasse, von abgebrochenen Schichtköpfen herrührend, lagert wenig südöstlich oberhalb Gustiweiden am Fuss der Fluh P. 1487.

In der äussersten SW-Ecke des Kartengebietes, nördlich Moos und Scheidzaun, sind Bergsturzhänomene sehr zahlreich. Nagelfluhlager rutschen auf Mergelschichten ab.

Ebenso haben sich an der S- und SW-Abdachung des Lochsitenberges, wo die Molasse-schichten mit dem Berghang einfallen, grosse Rutschungen ereignet.

Drei dabei entstandene Schuttgebiete seien näher angegeben:

a) Direkt nördlich Bumbach bildet die Bubenlaui einen mächtigen Schuttstrom, der nahezu vom Kamm des Berges bis herab an die Emme reicht. Der Abbruchrand, sowie die Schichtfläche, auf welcher das Abgleiten erfolgte, sind sehr deutlich. Die Neigung der Sturzbahn beträgt 35—40 Grad. Im oberen Teil besteht die Bergsturzmaterie zumeist aus grossen, eckigen Sandsteinblöcken. Der untere Teil ist wiederholt verrutscht und stösst fächerartig gegen die Strasse vor (sekundäre Ausbruchnische oberhalb Schlössli). Der Zustand, in welchem sich die Vermauerung an der Strasse zwischen Krämerei und Schächli befindet, zeigt an, dass die Rutschmasse nicht in völligem Stillstand ist.

b) Nördlich vom Gute Wäldli bildet ein ähnlicher Bergsturz mit sehr deutlichem Abriss und freiliegender Abrutschfläche (Mergelschicht) ein Blockmeer (Neigung der Gleitbahn 35 Grad).

c) Ein bedeutendes Areal überdeckt die grosse Rutschung von Ober-Lochsiti, hügelig-wellige Bodenformen hervorrufend. Das Gelände ist fast allenthalben überwachsen. Nur hie und da stehen wirrgelagerte Schichtpakete aus der Masse hervor.

Wenig weiter östlich unterhalb Witenferchen liegt eine ausgedehnte Sackung in den Hilferschichten vor.

Kleine Felsbrüche, Sturzblöcke von oft gewaltigem Ausmass (z. B. Grossensteinen 2,4 km südlich Bumbach) und gelockerte und abgesunkene Schichtpakete begleiten nicht nur den N-Fuss der Kreidete, sondern auch den des Lochsitenberges und der Honegg. Sie wurden wohl im einzelnen kartiert, eine genauere Beschreibung kann jedoch unterbleiben.

2. Torfmoore.

Häufig begegnen wir Torfvorkommen und anmoorigen Böden. Torfstich erfolgt im Steinmösli, wo besonders während des Weltkrieges reger Abbau betrieben wurde, und gelegentlich bei Fischbach südlich der Strasse, wenig östlich von Schangnau. Ferner wird Torf — mehr nur für den Hausbedarf — südlich Ober-Buchhütten 3 km im SSE von Schangnau gewonnen; ausserdem südöstlich Bumbach bei Unter-Mastweid an der Emme. Bei Steinmösli und Unter-Mastweid erreicht die Torfschicht Mächtigkeiten von ungefähr 4 m. Einzig das Steinmösli besitzt einen Felsuntergrund aus massiger Nagelfluh. Die übrigen Vorkommen liegen auf wasserundurchlässigen Grundmoränen-decken.

3. Schuttkegel.

Einen der grössten Schuttkegel hat der Grosse Bumbach gegen die Haupttalsohle vorgeschoben und dadurch die Emme nach S an die felsige Uferwand abgedrängt. Der Schuttkegel zeigt mehrfache Unterschneidungen sowohl durch die Emme als auch durch den Bumbach und selbst den Kühbach. Wahrscheinlich mündete der Bumbach früher etwa da, wo heute der Kühbach in die Emme fliesst. Die Verlagerung des Bumbachs an den E-Rand des Kegels dürfte jüngeren Datums sein.

Südöstlich des Hofes Bumbächli, gegenüber von Schwand, treffen wir einen alten Bachschuttkegel. Seine Oberfläche ist eine schwach gegen W geneigte, ebene Fläche. Ein diesem Schuttkegel zugehöriger Bachlauf ist aber nicht mehr vorhanden; vermutlich ist er in den nächst südlich benachbarten abgelenkt worden. Der Fuss des Schuttkegels ist durch die Emme längs der Strasse 10 m hoch terrassenartig angeschnitten; das Schuttmaterial besteht fast ausschliesslich aus eckigen Flyschgesteinen.

Die von der Strasse westlich Bumbach auf der gegenüberliegenden Talseite gut sichtbare grosse Terrasse, welche die Güter Beutlerschwand, Büetschli und Bochti trägt, stellt die Oberfläche miteinander verschmolzener, alter Bachschuttkegel dar. Die Schuttmasse ist erdig, ziemlich locker und setzt sich hauptsächlich aus verschwemmten Moränen zusammen. An der Aufschüttung nahmen wohl die Schmelzwässer des Grossensteinen- und Gluntigletschers den grössten Anteil. Der Anschnitt der Terrasse durch die Emme hat scharfe, auffallende Terrassenkanten erzeugt.

4. Gehängelehme.

Auf der Karte habe ich an den Gehängen der N-Flanke des Lochsitenberges und der Honegg grosse Flächen einer Schuttdecke ausgeschieden, welche, tief verlehmt, zum grössten Teil das Abspülungsprodukt verwitterter Molassegesteine, insbesondere von Mergeln, darstellt. Die zähe Masse gibt zu häufigen Rutschungen Anlass, wobei nicht selten vertorfte Holz und eingeschlossene Baumstämme zum Vorschein kommen.

5. Quellen.

Bei dem ausserordentlichen Reichtum unseres Gebietes an Quellaustritten mag es genügen, nur die bemerkenswertesten herauszugreifen.

Die grösste Quelle ist wohl die Gluntiquelle auf Gemeinewängi, etwa auf Quote 1265, ca. 3 km im SW von Bumbach. Ihr Sammelgebiet sind die Bergsturz- und Gehängeschuttmassen des Karkessels südlich Glunti. Die Quelle tritt als kleiner Bach am unteren Rande dieses Schuttgebietes über Grundmoräne des eiszeitlichen Gluntigletschers aus. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei den Quellen, die in der Jurtentiefe entspringen.

Ebenso sind die lockeren Geröllmassen des Bergsturzes von Stössli nördlich Schangnau ein vorzüglicher Wassersammler. Aus dieser Schuttmasse treten am Uferbord des Färzbaches eine Anzahl guter, ergiebiger Quellen aus, die viele Häuser von Schangnau mit Wasser versorgen.

Bedeutende Quellen entströmen ferner auch der Schotterfläche von Schangnau; so an der hohen Uferböschung der Emme westlich der Säge Schangnau, wo sie wegen ihres reichen Gehaltes an gelöstem Kalk Sinterabsätze hervorrufen. Auch das Brunnenfeld südlich Schangnau liegt in diesen Schottern. Starke Quellen, die an der Auflagerungsfläche von Schottern auf Grundmoränen auslaufen, treffen wir im Bachbett eines Nebenzweiges des Hombachs östlich Vorder-Steinmösli.

Aus der grossen Rutschung von Ober-Lochsitli kommen beim Hofe Unter-Lochsitli auf Grundmoräne ebenfalls Quellen zum Vorschein.

Interessante Austritte sehr starker Quellen befinden sich etwa 400 m südwestlich oberhalb Gepsli, nahe dem Rande des Wassergrabens (2,6 km südöstlich von Bumbach). Die Quellen, die teilweise gefasst sind und in Reservoirs gesammelt werden, dienen der Wasserversorgung des Kemmeribodenbades. Sie treten teils an der Basis der tektonisch zertrümmerten Stirnpartie der Randkette aus, unmittelbar an der Überschiebung über den Flysch, teils etwas tiefer an der oberen Grenze des dortigen grossen Taveyannazsandsteinvorkommens.

Schichtquellen und Kluftquellen sind weniger verbreitet. Erwähnenswert sind immerhin sehr starke Quellen am Honeggkamm bei Ober-Schwand, eine Quelle aus massiger Miocänaagelfluh nördlich Unter-Burenschopf 2,6 km nordwestlich Schangnau, und das angeblich nie versiegende Wässerlein, das südwestlich wenig unterhalb des Hohgantgipfels aus einer Felsenspalte der Orbitolinaschichten rieselt.

Bei den Kluftquellen muss schliesslich die Schwefelquelle Erwähnung finden, die im Lochsitlibach, südlich Unter-Lochsitli (ca. 50 m oberhalb der Mündung in den Kadhausgraben), aus einer Spalte von Sandsteinen der Bäuchlein-Honegg-Schuppe quillt. Ihr Austritt ist tektonisch bedingt und steht ganz offensichtlich in Beziehung zum Aufschiebungskontakt der Hilfenschuppe auf die B-H-S. Das Wasser ist von gleicher Art wie dasjenige der nunmehr aufs beste gefassten Badquellen des Kemmeribodenbades. Ob zwischen diesen beiden Mineralquellen Zusammenhänge bestehen, ist fraglich. Für die Herkunft des Schwefelwasserstoffes könnte möglicherweise der Pyritgehalt der Hilfenschichten oder Gipseinschlüsse im Flysch in Betracht kommen.

6. Oberflächenerscheinungen.

Abgesehen von den bizarren Auslaugungserscheinungen im Karrenfeld des Weissen Schopf beobachtet man, entlang der Gratlinie des Hohgant, und zwar mit Vorliebe auf den kancelartigen Vorsprüngen an der Obergrenze des Schrattekalks, bzw. der Orbitolinaschichten, tiefe und enge, oft kreisrunde Schlote. Versickerungstrichter und Erdfälle sind übrigens auch im Bereich der Eocaenbedeckung auf dem Rücken des Hohgant häufige Erscheinungen.

Blockmeere, gebildet von Hohgant sandstein, sind in der Hohgantkette — wie schon der Name (Hohe Gand) sagt — eine allgemein anzutreffende Verwitterungsform.

Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse.

Ein Teil der Resultate meiner Untersuchungen ist schon veröffentlicht in drei kleinen Publikationen (siehe Literaturverzeichnis). Das dort Gesagte wird hier nur insoweit berücksichtigt, als es zum Verständnis der vorliegenden Arbeit nötig ist.

Am Aufbau des Gebietes nehmen vier hintereinanderliegende, WSW-ENE streichende Einheiten teil, die durch bedeutende tektonische Störungslinien (Überschiebungen, Anschiebungen) voneinander geschieden sind. Diese Einheiten sind von N nach S folgende:

1. Flachliegende, miocaene Molasse (S-Rand der mittelländischen Molasse).
2. Subalpine Molasse.
3. Subalpine Flyschzone.
4. Kreidekette des Alpenrandes.

Subalpine Molasse.

Die subalpine Molasse nimmt den grössten Teil des Untersuchungsgebietes ein; sie zeigt ausgesprochenen Schuppenbau. Deutlich unterscheidbar sind: Hilfern-Schuppe, Bäuchlen-Honegg-Schuppe und Schangnau-Schuppe.

Stratigraphisches:

Die Hilfern-Schuppe besteht auch in unserem Gebiet überwiegend aus mergeligen Ton-schiefern (Melettaschiefer) des unteren Stampien, welche Reste von Fischen (besonders Schuppen) enthalten. Fluviale Einschaltungen von Nagelfluh usw. deuten auf Faciesschwankungen hin. Auch die Flühli-Nagelfluh (bei Flühli im Tal der Waldemme) stellt nach Ansicht des Verfassers nur eine stratigraphische Einlagerung dar.

Die Bäuchlen-Honegg-Schuppe (B-H-S) ist ausgezeichnet durch die Ablösung, Verschmelzung und Überschneidung verschiedener Schuttfächer (Bäuchlenfächer, Honeggfächer) und durch kleinere Schutzzentren (Uerscheli-Nagelfluh), deren gegenseitige stratigraphische Verhältnisse durch Verfolgen der Schichtzüge und deren facielle Wechsel klargelegt wurden. Als Ältestes treten auch hier wiederum die Melettaschiefer auf, und zwar wenig nördlich ausserhalb unseres Gebietes, beschränkt auf die Basis der Bäuchlen-Serie. Ihr Hangendes bilden die Vaulruz-Schichten («Molasse rouge»), denen ein ähnlicher Leitwert zukommen dürfte wie den Melettaschichten. Doch ist das Auftreten der Vaulruz-Schichten stark von faciiellen Bedingungen abhängig. Zuunterst in der Serie der Vaulruz-Schichten treten an einer Stelle (Steiglenbach) characeenführende Bitumenkalke auf.

Eine äusserst bemerkenswerte Bildung besitzen wir in der hier erstmals ausgeschiedenen Kaltbach-Nagelfluh, die in dem als Honeggmergel benannten, höchsten Schichtglied der Honegg-Serie auftritt und durch die Führung häufiger Gerölle von Nummulitengesteinen gekennzeichnet ist. In der Honegg-Nagelfluh finden sich an verschiedenen Orten, doch immer nur lokal, wenig mächtige bankartige Einlagerungen von Süsswasserkalken.

Aus der Summe von Einzelbeobachtungen wurde versucht, die Ablagerungsbedingungen des Honegg-Schuttfächers nach Möglichkeit zu rekonstruieren.

Für die stratigraphische Altersbestimmung der Bäuchlen-Honegg-Serie leistete die Säugetier-Paläontologie die wertvollsten Dienste.

Das schiefe Heranstreichen der Schichten an den nördlichen Überschiebungsrand bewirkt, dass die tieferen Schichtglieder (Melettaschichten, Vaulruz-Schichten) gegen W zu nach und nach verloren gehen und jüngere Serien an die Basis der Schuppe gelangen. Der so entstehende, ca. 20 km lange schiefe Anschnitt umfasst vom Steiglenbach bis an den Thunersee eine gegen 4000 m mächtige Normalserie der subalpinen Molasse. Diese gewaltige Schichtfolge dürfte grösstenteils dem Stampien angehören. Doch besteht die Möglichkeit, dass die obersten Abteilungen (Guntener-Nagelfluh) schon ins Aquitanien zu stellen sind. Diese Deutungen stützen sich in erster Linie auf Fossilfunde.

Bei den Erörterungen über die Facies wurde die Frage des Vorkommens von Foraminiferen und Glaukonit in Molassesedimenten gestreift.

Als bisher nicht bekannte tektonische Einheit wurde die der B-H-S nördlich vorgelagerte Schangnau-Schuppe nachgewiesen. Ihr jungstampisches Alter konnte durch Säugetierfunde belegt werden. Der Verlauf der Schangnau-Schuppe nach NE und SW zu wurde näherer Prüfung unterzogen.

Zwischen Schangnau-Schuppe und der mittelländischen miocaenen Molasse tritt von der Emme an gegen NE wahrscheinlich noch eine schmale Aquitan-Zone auf. Stützende paläontologische Funde stehen aber bis heute noch aus.

Die in monotoner Nagelfluhfacies entwickelte Miocaenmolasse enthält an einer Stelle reine Süsswasserkalkeinlagerungen; die Facies ist limnisch.

Tektonik der Molasse:

Die Hilfern-Schuppe endet gegen SW durch tektonische Abquetschung. Sie liegt eingepresst in eine auf alte Erosion zurückzuführende Quernische (Kadhausgraben-Nische). Die Vermengungen und Verschuppungen an der Flysch-Molasse-Grenze sind ausserordentlich intensiv; weit von der Überschiebungsgrenze entfernt finden sich da und dort noch verschürfte Molassepakete im subalpinen Flysch.

Bäuchlen-Honegg-Schuppe: Ihr nördlicher, fast geradliniger Überschiebungsrand (= Grenze gegen die jüngere Schangnau-Schuppe) wurde festgelegt und in die angrenzenden Gebiete verfolgt. Die S-Grenze erhält durch die tiefe Kadhausgraben-Nische und den westlich davon scharf gegen die Alpenrandkette vorspringenden Bumbach-Sporn einen sehr unregelmässigen Verlauf. Wie oben schon angedeutet, ist diese Gliederung des S-Randes der Bäuchlen-Honegg-Schuppe durch alte Erosionserscheinungen zu erklären. Die eigenartigen Lagerungsverhältnisse und die auffällige Knickung im Streichen, speziell in der Bäuchlen-Serie (Marbach-Knickung), sind in erster Linie eine tektonische Folge des im N vorgelagerten Wachthubel-Spornes, dessen Vorhandensein den tektonischen Bau der subalpinen Zone unseres Gebietsabschnittes in fundamentaler Weise beeinflusste.

Schangnau-Schuppe und Aquitan-Zone stellen im Gebiet von Schangnau mehr nur Quetschzonen dar. Zur Erklärung der steilstehenden Schichtserie der nach NE, bei Marbach breit einsetzenden Aquitan-Zone («Hauptantiklinale») könnten, da eine Umbiegung fehlt, vielleicht ebenfalls alte Erosionserscheinungen in Betracht gezogen werden. Möglicherweise besitzt der «Süd-schenkel» mehr oder weniger Schuppencharakter. Die Aquitan-Zone würde nicht einer antiklinalen Zusammenpressung entsprechen, sondern wäre entstanden durch Zusammenschub von ehemals durch Erosionsrinnen getrennten aquitanen Schichtfolgen.

Der S-Rand der mittelländischen miocaenen Nagelfluh ist im Untersuchungsgebiet ein alter Erosionsrand. Ausgangspunkt für diese neue Deutung ist die mit älteren stampischen Sedimenten ausgefüllte Erosionsnische der Steinmöslifluh. Den Aufschlüssen bei Winkel und Schächli kommt in dieser Hinsicht eine ähnliche Bedeutung zu. Der miocaene alte Erosionsrand konnte südwestwärts in die angrenzenden Gebiete bis gegen den Thunersee verfolgt werden.

Nach Auffassung des Verfassers haben alte Erosionserscheinungen den Bauplan der subalpinen Molasse in viel stärkerem Masse und viel allgemeiner beeinflusst, als bisher angenommen worden ist.

Subalpiner Flysch.

Innerhalb der stratigraphisch und tektonisch ungemein variablen Flyschzone haben wir eine Grundmasse eigentlicher Flyschgesteine und verschiedenartige Einschlüsse zu unterscheiden.

Die Hauptmasse des Flysches ist sicher alttertiären (obereocaenen) Alters, was sich aus den an verschiedenen Stellen normal stratigraphisch eingelagerten Foraminiferengesteinen ergibt.

Seiner Herkunft nach ist der Flysch sehr wahrscheinlich ultrahelvetisch. Typischer Wildflysch konnte nicht nachgewiesen werden.

Unter den Einschlüssen sind zahlreiche Vorkommen von Taveyannazsandsteinen neu festgestellt worden. Die für das Schrattenfluhgebiet charakteristischen Linsen von Wangschichten besitzen, unserer heutigen Kenntnis zufolge, bei Ober-Kemmerloch, oberhalb Kemmeribodenbad, ihr südwestlichstes Vorkommen. Die Nummulitenkalke, die faciell als Alveolinenkalke ausgebildet sein können, gehörten ehemals zum stratigraphischen Verband der Wangschichten. Die stratigraphisch-tektonische Stellung der Nummulitenkalk- und Wangschichteneinschlüsse ist noch nicht restlos geklärt.

Die mesozoische «Klippe» der Grossenegg konnte nur durch Schuttfunde belegt werden. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um Lias.

Kreide der Randkette.

Stratigraphisches:

Valanginien: Die Valanginienmergel waren bisher im Hohgant- und Schrattenfluhgebiet noch nicht nachgewiesen. Ihre genauere stratigraphische Untersuchung gestattete Beziehungen festzustellen zu den gleichaltrigen Schichten der Zentralschweiz. An der Untergrenze des Valanginienkalkes wurde ein Ammoniten-Horizont mit grossen *Hopliten* aufgefunden. Er kann mit den in gleicher stratigraphischer Lage bekannten Ammoniten-Niveaus in der Churfürsten-Mattstockgruppe und des Vorarlbergs verglichen werden. Ausserdem ist die Untergrenze des Valanginienkalkes charakterisiert durch das Auftreten von *Calpionella carpathica* MURG. et FIL. Calpionellen waren bisher in der Schweiz nur aus den obersten Schichten des Malm bis zur Jura-Kreidegrenze bekannt (*Calpionella alpina* LOR. usw.).

Die Valanginien-Hauteriviengrenze zeigt grössten Wechsel in der stratigraphischen Ausbildung. Stark sandige Horizonte könnten ein Äquivalent der Pygurussschichten sein.

Das Vorhandensein von bathyalen Kalkbildungen nach Art des Diphyoideskalkes der Zentralschweiz über dem eigentlichen Valanginienkalk ist ein bis jetzt in unserem Abschnitt nicht beachtetes Charakteristikum der Schichtserie. Mit diesen dichten Kalken sind fossilreiche kalkige Schiefer verknüpft (Criocerasschichten), die sich gegen NE bis zur Kette der Schwändeliflüh im Tal der Waldemme nachweisen liessen.

Die Kieselkalkgruppe zeigt in Gliederung und Ausbildung eine überraschende Ähnlichkeit mit der Drusbergdecke im Bauen-Brisengebiet.

Die übrige Schichtserie bis zum oberen Schrattenkalk zeigt die übliche Ausbildung.

Facielles:

Innerhalb des auf Blatt Schangnau entfallenden Stückes der Randkette nimmt die Mächtigkeit der einzelnen Schichtstufen von W nach E (d. h. von den faciell nördlichen zu den faciell südlichen Gebieten) deutlich zu. Dabei zeigen die untersten Kreideabteilungen eine ausserordentliche Faciesempfindlichkeit. Die in der zentralen Schweiz schon im Valanginienkalk herrschende bathyle Facies (Diphyoideskalk) macht sich in unserem Gebiet erst im unteren Hauterivien bemerkbar. Scheinbar erfolgt die Faciesänderung nicht nur in südlicher, sondern auch in südwestlicher Richtung, die Isopen streichen nicht parallel, sondern schief zum Alpenrand, und zwar treffen wir im Hohgantgebiet eine Facies, wie sie im E am Vierwaldstätter See für die Drusbergdecke bezeichnend ist. Die Isopen der einzelnen Kreideabteilungen verlaufen aber nicht gleichförmig, sondern interferieren und überschneiden sich.

Eocaen.

Die Eocaentransgression greift vom unteren bis auf den oberen Schrattekalk.

An der Basis des Eocaen tritt im Hohgantgebiet ein Orbitoidenkalk auf, der möglicherweise noch zum Lutétien gehört. Darüber folgen glaukonitische Lagen (Glaukonitschichten), welche die Basis des Hohgantsandsteins bilden. Diese Basis ist nicht überall im Hohgantgebiet deutlich schieferig ausgebildet. Die eigentlichen Hohgantschiefer entwickeln sich erst vom Hohgantgebiet an gegen NE zu einem stratigraphischen Leithorizont. Pectinidenschiefer bilden im Untersuchungsgebiet facielle Einlagerungen im Hohgantsandstein, welche aber nicht niveaubeständig sind.

Bei weitem die Hauptmasse der eocaenen Bildungen im Hohgantgebiet sind — worauf schon die Namengebung der Gesteinsgruppe hindeutet — als Hohgantsandstein entwickelt.

Lokal auftretende Transgressionsbildungen an der Basis des Eocaen könnten auf eine schon präeocaene Anlage der grossen Sundlauenen-Hohgantverwerfung hindeuten.

Tektonik der Randkette.

Von grundlegender Bedeutung für den tektonischen Bau der Kreidekette im E-Teil unseres Gebietes ist die Sundlauenen-Hohgantverwerfung. Hier — im Schwarzenegg-Abschnitt — zeigt die Stirn der Randkette aussergewöhnliche Komplikationen durch Kleinfaltung und Schuppung, deren Ursache auf das alte Erosionsrelief der Molasse, besonders auf die Stauwirkung des dem Schwarzenegg-Abschnitt vorgelagerten Bumbach-Spornes zurückzuführen ist.

Der übrige Teil, die eigentliche Hohgantkette, zeigt in vorzüglichen Normalprofilen den übersichtlichen Bau einer einfachen überschobenen Deckplatte.

Quartär.

Der Aare-Rhone-Gletscher rückte zur Risseiszeit ins Emmental gegen Schangnau vor, und zwar fiel seine südliche Begrenzung zusammen etwa mit dem heutigen S-Rand der Miocaenagelfluh. Dies wurde durch neuaufgefundene erratische Blöcke — Leitgesteine des Aare-Rhone-Gletschers — erwiesen.

Zur Würmeiszeit, besonders im Bühlstadium, kamen Lokalgletscher zur ungehinderten Entwicklung (Haupttalgletscher oder Emmegletscher, Gletscher der Nebentäler, Kargletscher des Hohgant, Molassegletscher an der N-Seite der Honegg).

Die altbekannten Schotter von Schangnau sind Ablagerungen, entstanden in einem Stausee, der sich hinter dem durch Moränenmaterial der Würmzeit verstopften Rebloch bildete. Die Schotter stammen aus der Zeit nach dem maximalen Würmeisstand und liegen der Würmgrundmoräne auf. Die eigentliche Reblochschlucht besitzt daher auch nach Ansicht des Verfassers sicher vorwürmeiszeitliches Alter.

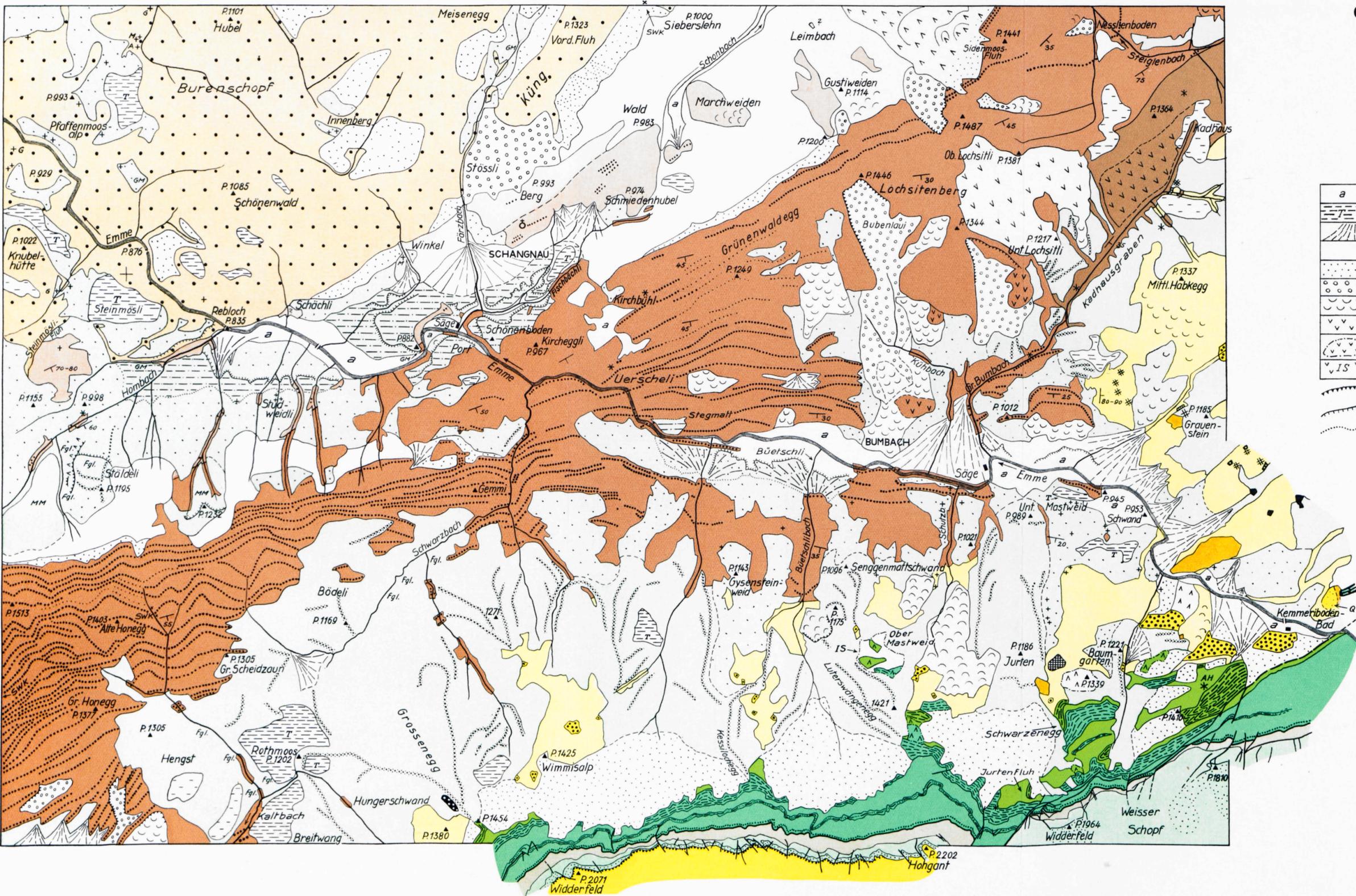


GEOLOGISCHE KARTENSKIZZE DER GEGEND VON SCHANGNAU

Eidg. topograph. Atlas, Blatt 385 bis

Masstab 1:25 000

von
Heinrich Haus



Quartär

- a Alluvionen, Talsohlen
- Sumpf und Torf (T)
- Bachschuttkegel
- Schwemmlerme, verschwemmter Gehängeschutt
- Gehängeschutt, trockene Schuttkegel
- Bergstürze
- Rutschungen
- Sackungen
- Gelockerte und versackte Massen, teilweise noch im Schichtverband
- Interglaziale Sackung bei Ober Mastweid
- Abrissränder
- Terrassenränder
- Innenrand der Terrassen

Erratica:

- + Habkerngranite
- A + Aaregranit (bei Burenschopf)
- G + Gneise
- M + Malm

Erratica des Aaregletschers (NW-Ecke der Karte)

Subalpiner Flysch

- Sandsteine und Mergelschiefer im Allgemeinen
- Flyschgesteine mit reicher Foraminiferenfauna als normalstratigraphische Einlagerung

Einschlüsse im Subalpinen Flysch

- Tavayannazsandstein
- Quarzsandstein (Q)
- Nummulitenkalke
- Lithothamnienkalk
- Quarzit
- Wangschichten
- Lias

* Fossilfundstellen

--- Brüche, Verwerfungen

- GM Moräne des Hauptgletschers (Emmegletscher) (GM = Grundmoräne)
- MM Moränen der Lokalgletscher (MM = Molassemoränen)
- Moränenwälle (Rückzugsstadien)
- fgl. Fluvioglazial, verschwemmte Moräne
- Stauschotter des alten Schangnauer Sees
- Alte Schuttkegel bei Büetschli und Boctli (verschwemmte Moräne)

Molasse

- Miocaene Nagelfluh, Mittelländische Molasse
- Aquitan-Zone
- Schangnau-Schuppe (Oberes Stampien)
- Bäuchlen-Honegg-Schuppe (Unteres bis Mittleres Stampien)
- Hilfern-Schuppe (Melettaschiefer) (Unterstampien)

Lithologische Unterscheidungen:

- Mergel und Sandstein im Allgemeinen; Wechsellagerung
- Nagelfluh
- Nagelfluh, faciel übergehend in Sandstein
- Süswasserkalk

Kreide und Eocän der Alpenrandkette

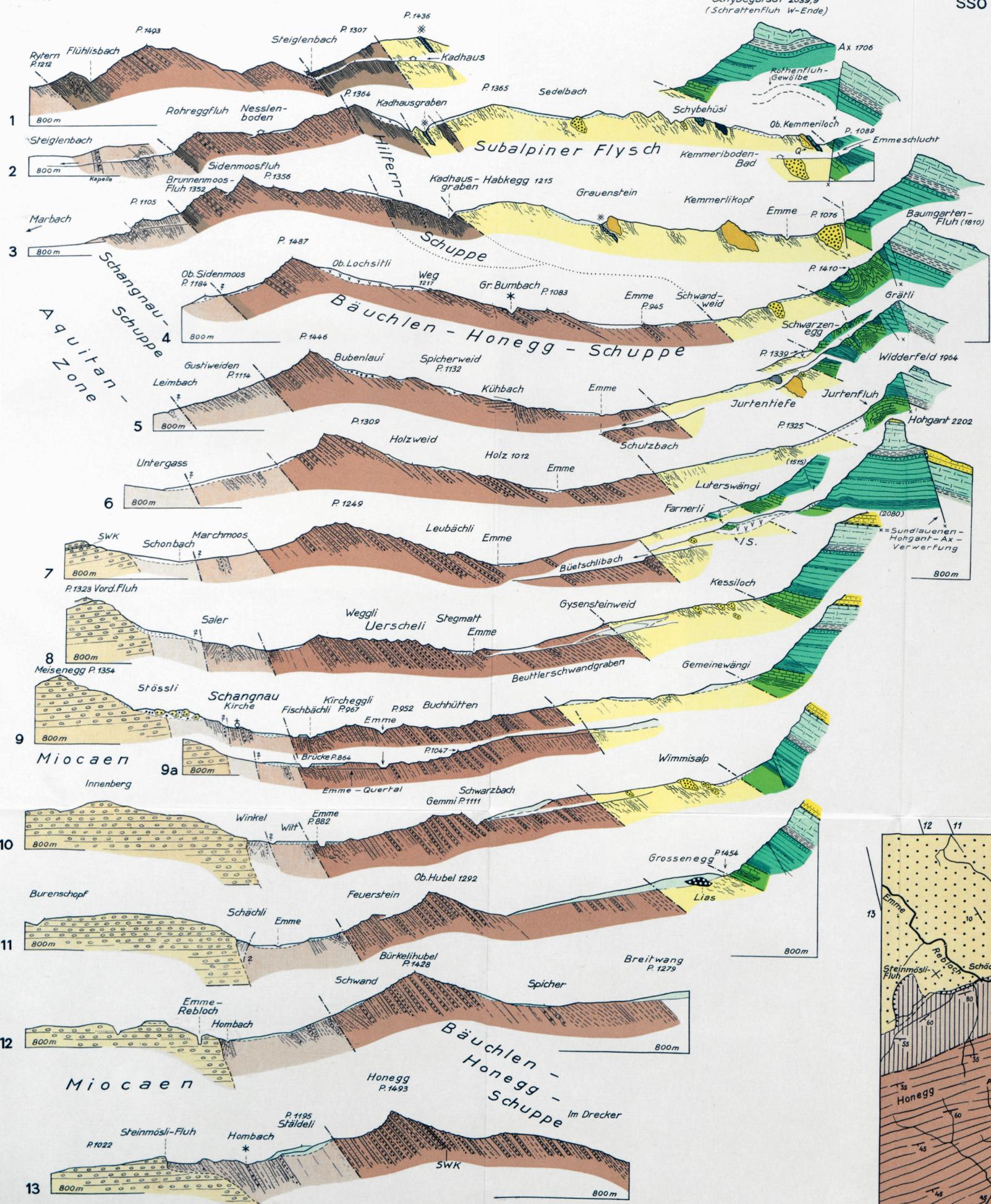
- Hohgant sandstein mit Pectinidschiefern (Bartonien)
- Orbitoidenkalk (? Lutétien)
- Orbitolinenschichten
- Unterer Schrattekalk
- Drusbergsschichten mit Altmansschicht
- Echinodermenbreccie
- Oberer Kieselkalk «Schyniges Band» mit Schiffflischicht
- Unterer Kieselkalk
- Basisschiefer des Unteren Kieselkalces
- Valanginienkalk AH = Ammonitenhorizont im Wassergraben
- Valanginienmergel

NNW

SSO

GEOLOGISCHE PROFILSERIE DURCH DIE MOLASSE UND DEN ALPENRAND BEI SCHANGNAU IM OBEREN EMMENTAL

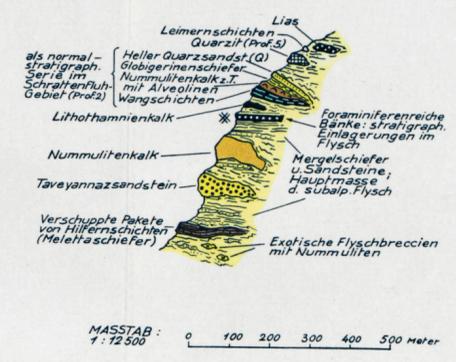
Eidg. topograph. Atlas, 1:25 000 Blätter: 385¹⁶ Schangnau, 387 Sörenberg, 384 Marbach
Masstab 1:25 000
von
Heinrich Haus



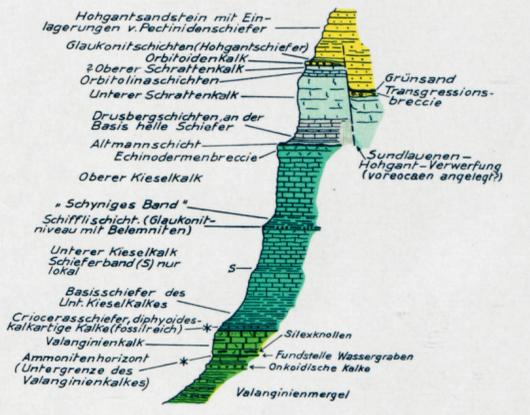
- Quartär**
- Alluvionen, Talsohlen, Schwemmlerme, Rutschungen
 - Gehängeschutt, trockene Schuttkegel
 - Bergstürze
 - Sackungen
 - Interglaziale Sackung bei Ober Mastweid (Profil 7)
 - Moränen
 - Stauschotter des alten Schangnauer Sees (Profil 9-11)
 - Brüche, Verwerfungen
 - Ueberschiebungen
 - Fossilfundstellen

- Molasse**
- Mioceane Nagelfluh, Mittelländische Molasse
 - Aquitan-Zone
 - Schangnau-Schuppe (Oberes Stampien)
 - Bächlen-Honegg-Schuppe (Unteres bis Mittleres Stampien)
 - Hilfern-Schuppe (Melettaschiefer) (Unterstampien)
- Lithologische Unterscheidungen:**
- Mergel und Sandstein im Allgemeinen; Wechsellagerung Kalksandstein und granitischer Sandstein
 - Plattiger Sandstein; Hilfern-Sandstein (Typus Horwer-Sandstein)
 - Bunte Nagelfluh
 - Bunte Nagelfluh mit viel kalkigen Komponenten
 - SWK Süswasserkalk (auf Profil 7 und 13)

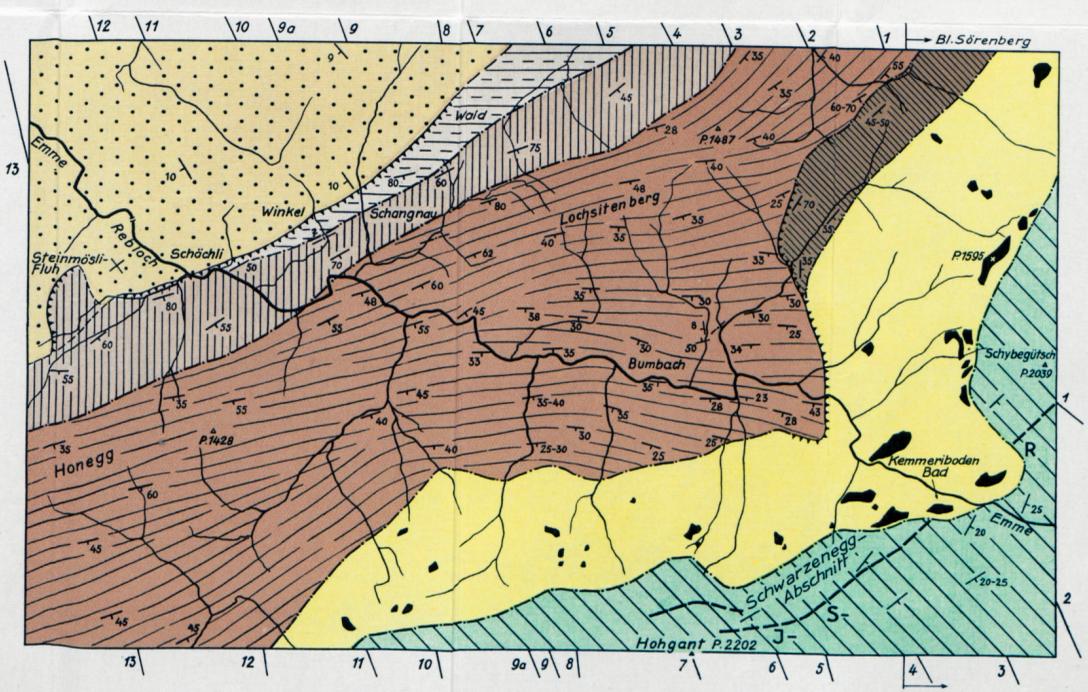
Subalpiner Flysch mit Einschlüssen. (Sammelprofil: Hohgant-Schrattenfluh)



Stratigraphisches Profil der Kreide-Eocaenerie der Alpenrandkette im Hohgantgebiet



TEKTONISCHES KÄRTCHEN DES OBEREN EMMENTALES Masstab 1:50 000



- Legende zum tektonischen Kärtchen**
- Mioceane Nagelfluh, Mittelländische Molasse
 - Aquitan-Zone
 - Schangnau-Schuppe
 - Bächlen-Honegg-Schuppe
 - Hilfern-Schuppe
 - Subalpiner Flysch mit Einschlüssen
 - Kreide der Alpenrandkette
 - Ueberschiebungen
 - Alte Erosionsränder
 - Gewölbe
- J-S-R Jurtenfluh-Schwarzenegg-Rothenfluh-Gewölbe
1-13 Tracen der Profile

