

**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, 89. Lieferung**  
Des ganzen Werkes 119. Lieferung

---

# **Geologie des Hornfluhgebietes**

(Berner Oberland)

Mit 5 Tafeln und 9 Textfiguren

Von  
**Kaspar Arbenz**

**BERN**  
In Kommission bei  
**KÜMMERLY & FREY AG., Geographischer Verlag, Bern**  
1947  
Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

## Vorwort der Geologischen Kommission

---

In der Sitzung vom 9. März 1946 legte Herr Dr. KASPAR ARBENZ der Geologischen Kommission das Manuskript seiner Dissertation «*Geologie des Hornfluhgebietes (Berner Oberland)*» vor mit dem Gesuch, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Die Anregung zur Ausführung dieser Untersuchung hatte Herr Dr. ARBENZ noch von seinem Vater, Herrn Prof. PAUL ARBENZ, erhalten; nach dessen Tode (Januar 1943) wurde sie unter Leitung von Herrn Prof. J. CADISCH fortgeführt und zum Abschluss gebracht.

Wie aus der reich illustrierten Arbeit des Herrn Dr. ARBENZ ersichtlich ist, stützt sie sich auf eine *geologische Detailkartierung des Hornfluhgebietes*, wobei als topographische Unterlage die neue «Landeskarte der Schweiz, 1 : 50 000, Normalblatt 526, Wildstrubel-W», vergrössert auf 1 : 25 000, benützt werden konnte. Diese detaillierte Geländeaufnahme wird später von der Geologischen Kommission benützt bei der Herausgabe von «*Blatt Zweisimmen*» des «Geologischen Atlas der Schweiz, 1 : 25 000».

In Anbetracht der dadurch geleisteten wichtigen Vorarbeit beschloss die Kommission, dem Gesuche des Herrn Dr. ARBENZ zu entsprechen und die Dissertation in den «Beiträgen» zu veröffentlichen. Dieser Entscheid wurde der Kommission noch dadurch erleichtert, dass der Autor einen namhaften Teil der Druckkosten übernahm; sie ist ihm hiefür zu grossem Dank verpflichtet.

Die Belegsammlungen zu der vorliegenden Arbeit befinden sich im Geologischen Institut der Universität Bern.

Für den Inhalt des Textes und der beigegebenen Illustrationen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Basel, 1. September 1946.

Für die Geologische Kommission  
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft,

Der Präsident:

A. BUXTORF, a. Prof.

Der Sekretär:

O. P. SCHWARZ.

---

## Vorwort des Verfassers

---

Die Anregung zur Bearbeitung des Hornfluhgebietes erhielt ich von meinem allzu früh verstorbenen Vater und Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. ARBENZ. Leider war es mir nicht mehr vergönnt, von ihm in mein Arbeitsgebiet eingeführt zu werden. Er starb im Januar 1943, kurz nachdem ich meine Untersuchungen begonnen hatte. So entstand denn die Arbeit unter der Leitung seines Nachfolgers, Herrn Prof. Dr. J. CADISCH.

Die Sommermonate 1942—1944, durch Militärdienst wiederholt unterbrochen, dienten der Feldaufnahme des Gebietes. Die Ausarbeitung geschah im Geologischen Institut der Universität Bern, wo auch die Belegsammlungen der Handstücke und Dünnschliffe sowie die Originalkartierungen aufbewahrt sind.

Mein besonderer Dank gilt meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. J. CADISCH, der mir mit vielen wertvollen Anregungen und Ratschlägen bei Terrainbegehungen und bei der Verarbeitung des Materials als wohlwollender Leiter beistand.

Viele Ratschläge und Hilfe verdanke ich ferner den Herren Prof. Dr. H. GÜNZLER-SEIFFERT und Pd. Dr. R. RUTSCH wie auch Herrn Pd. Dr. P. BRÖNNIMANN, der mir bei der Bestimmung der Mikrofossilien behilflich war.

Für die petrographische Bearbeitung der Ophiolithen stand mir ein Drehtisch-Mikroskop des Mineralogischen Instituts der Universität Bern zur Verfügung. Herrn Prof. Dr. H. HUTTENLOCHER sei hierfür bestens gedankt, ebenso für viele Hinweise petrographischer Art, die mir von ihm und Herrn Pd. Dr. A. STRECKEISEN zuteil wurden.

Wertvolle Ratschläge in Flyschfragen erhielt ich von den Herren Prof. Dr. J. TERCIER und Dr. W. LEUPOLD. Im Geologischen Institut der Universität Genf hatte ich durch die Freundlichkeit von Herrn Prof. Dr. L. W. COLLET die Gelegenheit, mit Herrn Dr. J. W. SCHROEDER die dort aufbewahrte Belegsammlung aus der Breccien-Decke des Chablais durchsehen zu können. Manche nützlichen Anregungen und Einblicke in die angrenzenden und verwandten Gebiete erhielt ich in gemeinsamen Terrainbegehungen mit den Herren Prof. Dr. E. GAGNEBIN und Dr. AUG. LOMBARD. Alle die genannten Herren seien hier meines herzlichen Dankes versichert.

Mein Dank gilt auch der Geologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, die diese Arbeit zum Druck in den «Beiträgen zur Geologischen Karte der Schweiz» aufgenommen und einen grossen Teil der Druckkosten bestritten hat. Insbesondere danke ich dem Präsidenten der Geologischen Kommission, Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF, für manchen Rat anlässlich der Drucklegung meiner Dissertation.

An dieser Stelle möchte ich aber auch dankbar aller fruchtbaren Diskussionsstunden gedenken, die ich im Institut und im Feld mit meinen Studienkameraden FRASSON, EPPLE, GRUNAU, WEGMÜLLER und BECK erlebte. Und nicht zuletzt möchte ich auch dem Präparator des Geologischen Instituts Bern, Herrn A. SOMMER, für manche Hilfe beim Anfertigen der Dünn- und Anschliffe und bei photographischen Arbeiten danken.

Dank aber sei vor allem meinen Eltern und allen denen, die mir mein Studium ermöglichten.

An Pfingsten 1945 hatte ich anlässlich einer gemeinsamen Exkursion die Gelegenheit, Dozenten und Studierende der geologischen Institute von Freiburg, Lausanne, Genf und Bern durch das untersuchte Gebiet zu führen.

---

## Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission . . . . .	III	3. Kreide . . . . .	25
Vorwort des Verfassers . . . . .	IV	a) Couches rouges . . . . .	26
Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln . . . . .	VII	1. Detailprofile . . . . .	26
Literaturverzeichnis . . . . .	VIII	2. Alter . . . . .	28
Einleitung . . . . .	1	3. Verbreitung und Mächtigkeit . . . . .	28
1. Topographische Übersicht und Abgrenzung . . . . .	1	4. Zusammenfassung . . . . .	28
2. Historische Einleitung . . . . .	2	b) Oberkreide-Flysch . . . . .	29
3. Geologische Übersicht und Problemstellung . . . . .	3	1. Lithologische Typen . . . . .	29
A. Breccien-Decke . . . . .	5	2. Ophiolithe (Hinweis) . . . . .	32
I. Stratigraphie . . . . .	5	3. Zusammenfassung und Versuch der Auf-	
1. Trias . . . . .	5	stellung einer Schichtreihe . . . . .	32
a) Quarzit . . . . .	5	c) Ophiolithe im Flysch . . . . .	33
b) Rauhwaacke . . . . .	6	1. Einleitung . . . . .	33
c) Triasdolomit . . . . .	6	2. Mineralbestand . . . . .	33
d) Zusammenfassung . . . . .	7	3. Strukturen . . . . .	34
2. Jura . . . . .	7	4. Die einzelnen Ophiolithvorkommen	
a) Rhät . . . . .	7	nördlich der Hornfluh . . . . .	35
1. Detailprofile . . . . .	7	5. Bemerkungen zur Nomenklatur . . . . .	40
2. Rhätbreccie . . . . .	9	6. Zusammenfassung . . . . .	41
3. Zusammenfassung . . . . .	9	4. Paläogeographische Zusammenfassung . . . . .	41
b) Untere Kalke (Unterer Lias) . . . . .	10	II. Tektonik . . . . .	42
1. Detailprofile . . . . .	10	1. Zone des nach NW einfallenden Schollenteils . . . . .	43
2. Fossilien und Alter . . . . .	11	a) Simmental bis Kaltenbrunnental . . . . .	43
3. Zusammenfassung . . . . .	11	b) Kaltenbrunnental bis Tiefenbach . . . . .	47
c) Untere Schiefer (Oberer Lias) . . . . .	11	c) Tiefenbach bis Turbach . . . . .	47
1. Detailprofile . . . . .	11	d) Flyschzone Zweisimmen-Saanenmöser-	
2. Fossilien und Alter . . . . .	12	Gstaad . . . . .	51
3. Zusammenfassung . . . . .	12	2. Zone der Schuppen und Rückfaltungen . . . . .	54
d) Untere Breccie (Oberer Lias-Dogger) . . . . .	13	a) Gantlauenengrat und Osthang des Kalten-	
1. Komponenten . . . . .	13	brunnentals . . . . .	54
2. Breccien-Typen . . . . .	13	b) Kaltenbrunnental Westhang und Horn-	
3. Detailprofile . . . . .	14	tauben . . . . .	56
4. Mächtigkeit . . . . .	15	c) Westhang Saanerslochfluh-Horn-	
5. Alter . . . . .	15	tauben und Hühnerspiel . . . . .	58
6. Entstehung . . . . .	15	d) Hornkessel-Gräben-Gfellgraben . . . . .	60
7. Zusammenfassung . . . . .	17	3. Zusammenfassung . . . . .	61
e) Tonschiefer («Schistes ardoisiers»)		B. Die Schuppenzone südlich der Hornfluh (Ultra-	
(Callovien-Unterer Malm?) . . . . .	17	helvetikum und Klippen-Decke) . . . . .	62
1. Detailprofile . . . . .	17	1. Der Nordrand der Niesen-Decke und Unterlage	
2. Mächtigkeit . . . . .	19	der Schuppe I . . . . .	62
3. Alter . . . . .	19	2. Die ultrahelvetische Schuppe I (Grande fenêtre	
4. Zusammenfassung . . . . .	19	mitoyenne) . . . . .	65
f) Obere Breccie (Malm, eventuell Untere		a) Oberkreide von Kesseln . . . . .	66
Kreide) . . . . .	20	b) Trias und Oberkreide südwestlich Birren . . . . .	66
1. Lithologie . . . . .	20	c) Trias und Oberkreide auf Reulisen . . . . .	66
2. Detailprofile . . . . .	21	3. Die ultrahelvetische Schuppe II (Grande fenêtre	
3. Mächtigkeit . . . . .	25	mitoyenne) . . . . .	67
4. Alter . . . . .	25	4. Die Schuppe III: Der Amselgrat (Klippen-Decke)	
5. Zusammenfassung . . . . .	25	I. Stratigraphie . . . . .	69
		a) Malm . . . . .	69
		b) Grenze Malm-Couches rouges . . . . .	69

	Seite		Seite
c) Couches rouges . . . . .	70	D. Quartär . . . . .	84
d) Grenze Couches rouges–Flysch . . . . .	70	1. Moränen . . . . .	84
e) Zusammenfassung . . . . .	71	a) Die Haupttalgletscher . . . . .	84
II. Tektonik . . . . .	71	b) Die Lokalmoränen . . . . .	85
5. Die Flyschschuppen IV, V und VI (Petite fenêtre mitoyenne) . . . . .	72	c) Zusammenfassung . . . . .	87
6. Zusammenfassung . . . . .	75	2. Bergstürze, Gehängeschutt und Schuttkegel . . . . .	87
C. Zusammenfassende tektonische Betrachtungen . . . . .	78	a) Bergstürze . . . . .	87
1. Bemerkungen zur Herkunft der préalpinen Decken . . . . .	78	b) Gehängeschutt und Trockenschuttkegel . . . . .	88
2. Das Hornfluhgebiet und seine Eingliederung in die Préalpes romandes . . . . .	78	c) Bachschuttkegel . . . . .	88
3. Der Bau des Hornfluhgebietes und seine mut- massliche Entstehung . . . . .	80	3. Rutschungen . . . . .	89
		4. Quellen . . . . .	89
		5. Probleme der Talbildung . . . . .	90

## Verzeichnis der Textfiguren

(Siehe auch Fig. 1)

	Seite
Fig. 1 Übersicht über die geologischen Detailkarten und Ansichten . . . . .	VII
» 2 Clivage und Schichtung in zwei Handstücken der Oberen Breccie . . . . .	21
» 3 Profil durch die Obere Breccie im Bach im Kübeli . . . . .	23
» 4 Geologische Detailkarte des Nordost-Endes der Hornfluhkette südlich Zweisimmen . . . . .	44
» 5 Geologische Detailkarte des Südwest-Endes der Hornfluhkette östlich Gstaad . . . . .	48
» 6 Geologische Detailkarte des südlichen Gantlauenengrates und von Parwengen-Kessel . . . . .	55
» 7 Geologische Detailkarte des Gebietes zwischen Hornlauben und Hornkessel . . . . .	58
» 8 Geologische Detailkarte der ultrahelvetischen Schuppen bei St. Stephan . . . . .	65
» 9 Geologische Detailkarte der ultrahelvetischen Schuppen auf der Wasserscheide von Reulisen . . . . .	67

## Verzeichnis der Tafeln

(Siehe auch Fig. 1)

Tafel I Tektonische Übersichtskarte des Hornfluhgebietes.
» II Geologische Profile durch die Hornfluhkette.
» III Rinderberg und Gantlauenengrat von Norden (gezeichnet nach einer Flugphoto der Schweiz. Luftverkehrs AG. Alpar, die in freundlicher Weise die Bewilligung hiezu erteilt hat).
» IV Der Westhang des Kaltenbrunnentals (vom Gantlauenengrat aus gesehen).
» V Hornfluhgruppe und Turbachtal von SW.

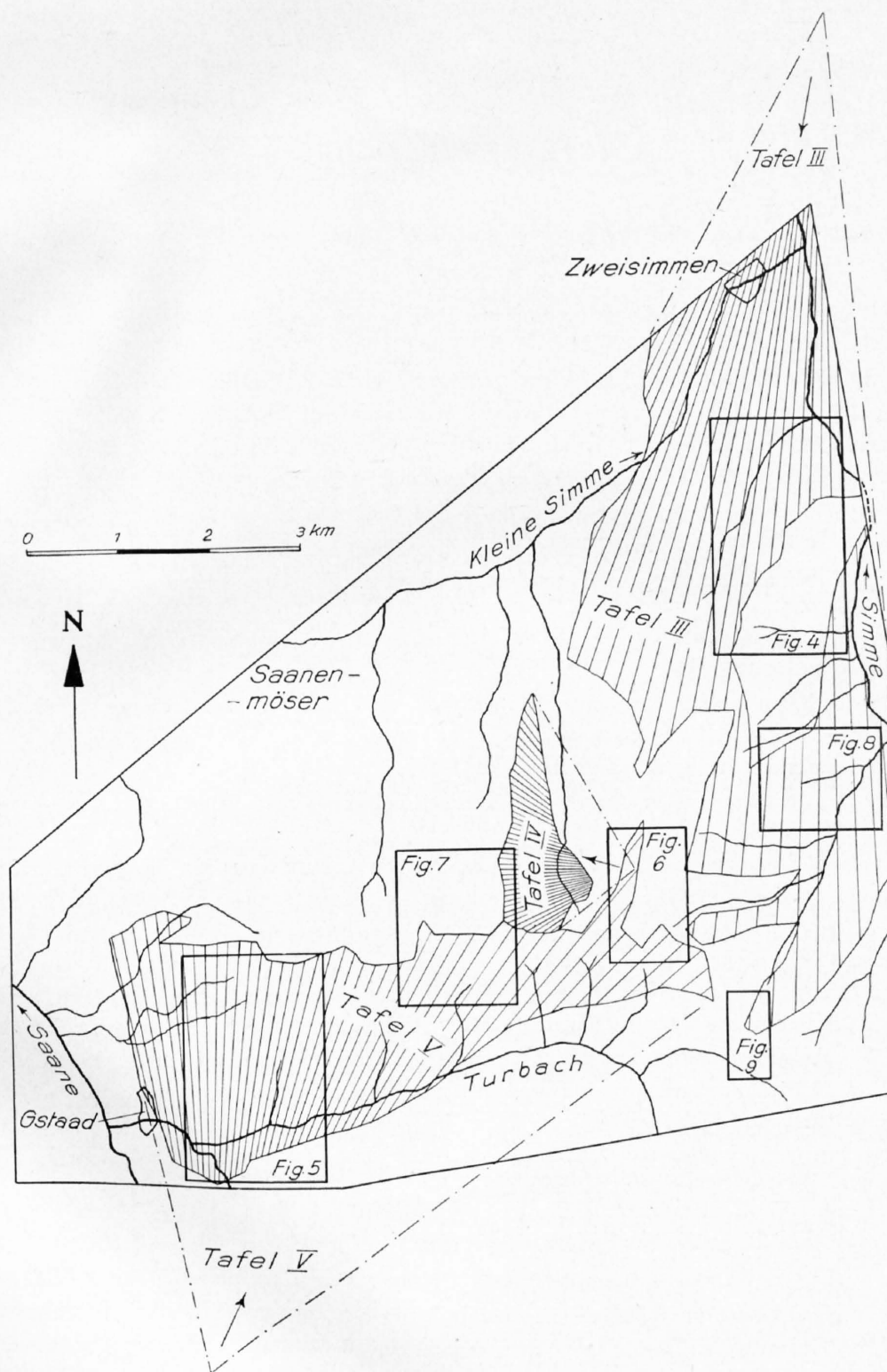


Fig. 1. Übersicht über die geologischen Detailkarten (Fig. 4-9) und Ansichten (Tafeln III-V). Maßstab 1:75 000

—> = Ansichtsrichtungen der Tafeln III, IV und V

Fig. 4 = S. 44	Fig. 7 = S. 58
Fig. 5 = S. 48	Fig. 8 = S. 65
Fig. 6 = S. 55	Fig. 9 = S. 67

## Literaturverzeichnis

### a) Texte

1. ARBENZ, P.: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 64. Jahrg., Hefte 1 und 2, S. 246, 1919 (Festschrift Albert Heim).
2. — Die helvetische Region. Geol. Führer der Schweiz. Fasc. II, S. 96, 1934.
3. BAILEY, E. B.: New Light on Sedimentation and Tectonics. Geol. Mag., No. 788, p. 77, 1930.
4. — Sedimentation in relation to Tectonics. Bull. Geol. Soc. America, V. 47, p. 1713, 1936.
5. BECK, P.: Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Eclogae geol. Helv., V. 16, S. 139, 1921.
6. — Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. Eclogae geol. Helv., V. 26, S. 335, 1933.
7. — Vorläufige Mitteilung über eine Revision des alpinen Quartärs. Eclogae geol. Helv., V. 30, S. 75, 1937.
8. BERLIAT, K.: Über das Alter der Couches rouges in den Préalpes médianes. Eclogae geol. Helv., V. 35, S. 127, 1942.
9. BERTRAND, M.: Rapport de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. Bull. Soc. géol. France, V. 12, p. 318, 1884.
10. — Le Môle et les collines de Faucigny (Haute-Savoie). Bull. Serv. Carte géol. France, N° 32, 1893.
11. BIERI, P.: Der Bau der Klippendecke zwischen Gantrisch und Simmental (Berner Oberland). Jahrb. Phil. Fak. II Univ. Bern, Bd. 5, S. 89, Bern, 1925.
12. BOLLI, H.: Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. Eclogae geol. Helv., V. 37, S. 217, 1944.
13. BORNHAUSER, M.: Geologische Untersuchung der Niesenkette. Mitt. Natf. Ges. Bern, S. 32, 1928.
14. BRAUCHLI, R.: Geologie der Lenzerhorngruppe. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., Lf. 49, II. Abt., 1921.
15. BRINKMANN, R.: Über die Schichtung und ihre Bedingungen. Fortschr. der Geol. und Pal., Bd. 11, 1932 (Festschrift W. Deecke).
16. CADISCH, J., LEUPOLD, W., EUGSTER, H., BRAUCHLI, R.: Geologische Untersuchungen in Mittelbünden (Vorl. Mitt.). Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 64. Jahrg., Hefte 1 und 2, S. 359, 1919 (Festschrift Albert Heim).
17. CADISCH, J.: Einige geologische Beobachtungen in Mittelbünden. Eclogae geol. Helv., V. 33, S. 188, 1940.
18. CAMPANA, B.: Faciès et extension de la nappe de la Simme au Nord-Est de Château-d'Oex. Eclogae geol. Helv., V. 34, p. 221, 1941.
19. — Observations sur les nappes de la Simme et de la Brèche dans la région des Saanenmöser et leur position réciproque. Eclogae geol. Helv., V. 35, p. 125, 1942.
20. — Géologie des nappes préalpines au Nord-est de Château-d'Oex. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., Lf. 82, 1943.
21. CAYEUX, L.: Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Masson, Paris 1935.
22. Congrès géologique international. Livret-guide dans le Jura et les Alpes de la Suisse. Paris et Lausanne 1894.
23. COLLET, L. W., et LILLIE, A.: Les Préalpes Internes entre Arve et Giffre. C. R. Soc. phys. et sc. nat. Genève, V. 52, p. 44, 1935.
24. DIENER, C.: Der Gebirgsbau der Westalpen. Tempsky, Wien 1891.
25. EUGSTER, H.: Geologie der Ducangruppe. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., Lf. 49, III. Abt., 1923.
26. FAVRE, A.: Observations sur la position relative des terrains des Alpes Suisses occidentales et de la Savoie. Bull. Soc. géol. France, V. 4, p. 996, 1847.
27. — Essai sur la géologie des montagnes placées entre la chaîne du Mont Blanc et le lac de Genève. Verh. Schweiz. Natf. Ges., S. 22, 1848.

28. — Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. Masson, Paris 1867.
29. FAVRE, E., et SCHARDT, H.: Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Lf. 22, 1887.
30. FICHTER, H. J.: Geologie der Bauen-Brisen-Kette. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., Lf. 69, 1934.
31. GAGNEBIN, E., et PETERHANS, E.: Les analogies des Préalpes romandes avec les nappes de l'Ubaye. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 56, p. 265, 1927.
32. — Sur la présence du Gault dans la nappe de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 194, p. 1962, 30 mai 1932.
33. — Les Préalpes et les «klippes». Geol. Führer der Schweiz. Fasc. II, S. 79, 1934.
34. — Environs de Château-d'Oex. Exc. 13, Geol. Führer der Schweiz, Fasc. VI, S. 393, 1934.
35. — Les relations des nappes préalpines au nord du Val de Morgins (Valais). Eclogae geol. Helv., V. 30, p. 222, 1937.
36. — Le problème des racines des nappes des Préalpes. C. R. Soc. géol. France, p. 260, 1938.
37. GAGNEBIN, E., et ARBENZ, K.: La coupe du Lauibach à Trom, près de Gstaad. Eclogae geol. Helv., V. 38, p. 394, 1945.
38. GANDOLFI, R.: Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacei dei dintorni di Balerna (Canton Ticino). Riv. Ital. di Pal. Anno 48, 1942. Supplemento.
39. GIGNOUX, M., et MORET, L.: Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. Lab. géol. Grenoble, V. 21, 1938.
40. GILLIÉRON, V.: Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg en général et description spéciale du Montsalvens. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Lf. 12, 1873.
41. — Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne (Feuille XII). Beitr. Geol. Karte Schweiz, Lf. 18, 1885.
42. DE GIRARD, R., et SCHARDT, H.: Excursion de la Soc. géol. suisse dans les Préalpes fribourgeoises et vaudoises. Eclogae geol. Helv., V. 10, p. 168, 1908.
43. HAMMER, W.: Die Ortlergruppe und der Ciavalschamm. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst., Bd. 58, H. 1, S. 79, 1908.
44. HAUG, E.: Les zones tectoniques des Alpes de Suisse et de Savoie. Bull. Soc. géol. France, t. 22, p. XLVIII, 1894.
45. — L'origine des Préalpes romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie. Arch. Sc. phys. et nat. Genève, t. 32, p. 154, 1894.
46. — Sur les Hautes-Chânes calcaires de Suisse. Bull. Soc. géol. France, V. 23, C. R., p. CXI, 1895.
47. — Les régions dites exotiques du versant Nord des Alpes suisses. Rép. au Dr SCHARDT. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 35, p. 114, 1899.
48. HEIM, ARN.: Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundschau, V. 15, S. 1, 1924.
49. HUBER, K.: Geologie der Sattelzone bei Adelboden. Mitt. Natf. Ges. Bern, S. 21, 1933.
50. JACCARD, F.: Blocs exotiques de la Hornfluh. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 38, p. XIII, 1902.
51. — La région de la Brèche de la Hornfluh (Préalpes bernoises). Bull. Lab. géol. Lausanne, N° 5, 1904.
52. — La théorie de MARCEL BERTRAND ou quelques réflexions sur la note de M. STEINMANN. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 42, p. 113, 1906.
53. — La région Rubli-Gummfluh (Préalpes médianes). Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 43, p. 407, 1907.
54. JEANNET, A.: Quelques faits nouveaux de stratigraphie préalpine. Eclogae geol. Helv., V. 10, p. 743, 1909.
55. — La nappe rhétique dans les Préalpes vaudoises. C. R. Acad. Sc., 25 janvier 1909.
56. JEANNET, A., et RABOWSKI, F.: Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar. Eclogae geol. Helv., V. 11, p. 739, 1912.
57. JEANNET, A.: Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises). Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., Lf. 34, 1912/13, 1918.

58. — Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen. In A. Heim, *Geologie der Schweiz*, Bd. II, 2, S. 589, 1922.
59. ISCHER, G.: Blicke in den Bau der westlichen Berner Alpen. *Jahrb. Schweiz. Alpenklub*, 13. Jahrg., S. 472, 1877/78.
60. KEIDEL, H.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse in den Freiburger Alpen. *Ber. Natf. Ges. Freiburg i. B.*, Bd. 13, S. 23, 1902.
61. KILIAN, W.: Sur l'origine des Préalpes et de la région de la Brèche du Chablais. *Bull. Soc. géol. France*, V. 22, p. XXII, 1894.
62. LEUCHS, K.: Über Breccien. *Geol. Rundschau*, V. 24, S. 273, 1933.
63. LEUPOLD, W.: Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. *Eclogae geol. Helv.*, V. 26, S. 295, 1933.
64. LIECHTI, P.: Geologische Untersuchung der Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees. *Diss. Bern 1930. Mitt. Natf. Ges. Bern*, S. 78, 1931.
65. — Über das Alter des ultrahelvetischen Flysches südlich des Thunersees. *Eclogae geol. Helv.*, V. 25, S. 357, 1932.
66. LILLIE, A.: Les Préalpes internes entre Arve et Giffre. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn.*, V. 9, Fasc. 3, 1937.
67. LOMBARD, ANDRÉ: Les Préalpes médianes entre le Risse et Somman (Vallée du Giffre, Haute-Savoie). *Eclogae geol. Helv.*, V. 33, p. 53, 1940.
68. LOMBARD, AUG.: Observations sur la nappe du Niesen dans le territoire de la feuille Wildstrubel-Est de la Carte nat. de la Suisse au 1 : 50 000. *Eclogae geol. Helv.*, V. 35, p. 118, 1942.
69. LUGEON, M.: Région de la Brèche du Chablais, son rôle vis-à-vis des Préalpes extérieures et vis-à-vis des Hautes-Alpes calcaires. *Eclogae geol. Helv.*, V. 4, p. 110, 1893.
70. — Sur l'origine des Préalpes romandes. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, V. 31, p. XXX, 1895.
71. — La région de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 7, N° 49, p. 337, 1896.
72. — Sur la découverte d'une racine des Préalpes suisses. *C. R. Acad. Sc. Paris*, V. 132, 17 janvier 1901.
73. — Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. France*, 4<sup>e</sup> sér., t. 1, p. 723, 1902.
74. — C. R. Sé. extraord. et exc. de la Soc. géol. France, 3—11 septembre 1901. *Bull. Soc. géol. France*, 4<sup>e</sup> sér., t. 1, p. 670—720, 1902.
75. — Les grandes dislocations et la naissance des Alpes suisses. *Eclogae geol. Helv.*, V. 7, p. 335, 1902.
76. — Bélemnites et radiolaires de la Brèche du Chablais. *Eclogae geol. Helv.*, V. 8, p. 419, 1905.
77. — Quelques faits nouveaux dans les Préalpes internes vaudoises (Pillon, Aigremont, Chamossaire). *Eclogae geol. Helv.*, V. 31, p. 1, 1938.
78. — Sur la formation des Alpes franco-suissees. *C. R. somm. Soc. géol. France*, N° 2, p. 7, 1940.
79. LUGEON, M., et SCHNEEGANS, D.: Sur le diastrophisme alpin. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 210, p. 87, 1940.
80. LUGEON, M., et GAGNEBIN, E.: Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Bull. Lab. Géol. Lausanne*, N° 72, 1941.
81. LUGEON, M.: Observations à la communication de M. AUG. LOMBARD et âge de la brèche du Hahnenmoos. *Eclogae geol. Helv.*, V. 35, p. 124, 1942.
82. — Une nouvelle hypothèse tectonique: La Diverticulation. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, V. 62, p. 301, 1943.
83. McCONNELL, R. B., et DE RAAF, M.: Communication préliminaire sur la géologie de la nappe de Niesen entre le Sépey et la Lenk et sur la zone submédiane. *Eclogae geol. Helv.*, V. 22, p. 95, 1929.
84. McCONNELL, R. B.: Residual erosion surfaces in mountain ranges. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, V. 24, Part II, p. 76, 1938.
85. MICHEL-LÉVY, A.: Etude sur les pointements de roches cristallines qui apparaissent au milieu du Flysch du Chablais, des Gets, aux Fenils. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, V. 28, p. 185, 1892.
86. NUSSBAUM, F.: Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanagebietes. *Jahresber. Geogr. Ges. Bern*, Bd. 20, S. 1, 1906.
87. OTT, E.: Geologie der westlichen Bergünertöcke. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F., Lf. 49, V. Abt., 1925.
88. PREISWERK, H.: Note sur le Rhétien et le Lias du Col de Coux (Val d'Illeiz). *Bull. Soc. géol. France*, 4<sup>e</sup> sér., t. 1, p. 721, 1901.

89. DE RAAF, M.: La géologie de la nappe du Niesen entre la Sarine et la Simme. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., Lf. 68, 1934.
90. RABOWSKI, F.: Sur l'extension de la nappe rhétique dans les Préalpes bernoises et fribourgeoises. C. R. Acad. Sc. Paris, 25 janvier 1909.
91. — Les rides géanticiinales dans la mer des Préalpes médianes aux temps secondaires. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 52, p. 147, 1919.
92. — Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., Lf. 35, 1920.
93. RENEVIER, E.: Monographie géologique des Hautes-Alpes vaudoises et parties avoisinantes du Valais. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Lf. 16, 1890.
94. — Origine et âge du gypse et de la cornieule des Alpes vaudoises. Eclogae geol. Helv., V. 2, p. 229, 1890.
95. — Observations rel. à la note de T. RITTENER. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 28, p. 28, 1892.
96. RENEVIER, E., et LUGEON, M.: Géologie du Chablais et Faucigny-Nord. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 29, p. 110, 1892.
97. RENZ, O. Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin. Eclogae geol. Helv., V. 29, S. 1, 1936.
98. RENZ, H. H.: Pflanzenführender Keuper in der Breccien-Decke des Simmentals. Eclogae geol. Helv., V. 29, S. 257, 1936.
99. REYNOLDS, S. H.: Breccias. Geol. mag., V. 65, p. 97, 1928.
100. RITTENER, T.: Note sur les cornieules du Pays-d'Enhaut. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 28, p. 9, 1892.
101. — Notice sur le pointement cristallin des Fenils p. Rougemont dans la zone du Flysch. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 28, p. 180, 1892.
102. ROESSINGER, G., et BONARD, A.: Les blocs cristallins de la Hornfluh (Préalpes bernoises). Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 37, p. 471, 1901.
103. ROESSINGER, G.: Bélemnites de la Brèche du Chablais (Brèche de la Hornfluh). Eclogae geol. Helv., V. 8, p. 211, 1904.
104. ROTHPLETZ, A.: Geologische Alpenforschungen. III. Die Nord- und Südüberschiebungen in den Freiburger Alpen. München 1908.
105. SARASIN, CH.: De l'origine des roches exotiques du Flysch. Arch. Soc. phys. et nat. Genève, V. 31, p. 570, 1894.
106. SCHARDT, H.: Etudes géologiques sur le Pays-d'Enhaut vaudois. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 20, p. 90, 1884.
107. — Les excursions de la Soc. géol. suisse dans les Préalpes fribourgeoises et vaudoises. Eclogae geol. Helv., V. 2, p. 528, 1891.
108. — Sur l'origine des Préalpes romandes (Zone du Chablais et du Stockhorn). Eclogae geol. Helv., V. 4, p. 129, 1894.
109. — Remarques sur la communication de M. LUGEON (lit. 70). Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 31, pr. v. p. 32, 1895.
110. — Remarques sur la géologie de la zone Chablais-Stockhorn. Eclogae geol. Helv., V. 5, p. 44, 1897.
111. — Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses (Préalpes du Chablais, du Stockhorn et les Klippes). Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 34, p. 114, 1898.
112. — Encore les régions exotiques. Réplique aux attaques de M. EMILE HAUG. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., V. 36, p. 147, 1900.
113. — Les blocs exotiques du massif de la Hornfluh. Eclogae geol. Helv., V. 7, p. 196, 1901.
114. — Excursion de la Soc. géol. suisse dans les Préalpes fribourgeoises et vaudoises. Eclogae geol. Helv., V. 10, p. 168, 1908.
115. SCHMIDT, C.: Die Klippen und exotischen Blöcke der Schweizer Alpen. Gutachten Preisschrift (Schlöffli-stiftung) Dr. H. SCHARDT. Eclogae geol. Helv., V. 2, S. 499, 1891.
116. SCHROEDER, W. J.: Découverte de coulées de lave sous-marines dans le Flysch de la nappe de la Brèche. C. R. Soc. phys. et nat. Genève, V. 55, p. 36, 1938.
117. — Remarques à propos de coulées de lave dans le Flysch de la nappe de la Brèche. C. R. Soc. phys. et nat. Genève, V. 55, p. 39, 1938.
118. — La Brèche du Chablais entre Giffre et Dranse et les roches éruptives des Gets. Arch. Soc. phys. et nat. Genève, 5<sup>e</sup> sér., V. 21, 1939.

119. SPITZ, A., und DYHRENFURTH, G.: Monographie der Engadiner Dolomiten. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., Lf. 44, 1915.
120. STAUB, R.: Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., Lf. 52, 1924.
121. — Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., Bd. 69, Abh. 1, 1934.
122. — Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Bd. 82, S. 197, 1937.
123. STEINMANN, G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die SCHARDT'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. Natf. Ges. Freiburg i. B., Bd. 16, S. 18, 1905.
124. — Geologische Probleme des Alpengebirges. Zeitschr. Dtsch.-Oesterr. Alpenver., Bd. 37, S. 1, 1906.
125. STUDER, B.: Geologie der westlichen Schweizer Alpen. Heidelberg und Leipzig 1834.
126. — Geologie der Schweiz. Bern und Zürich 1851—1853.
127. TERCIER, J.: Dépôts marins et séries géologiques. Eclogae geol. Helv., V. 32, p. 47, 1939.
128. — Sur l'âge du Flysch des Préalpes médianes. Eclogae geol. Helv., V. 35, p. 133, 1942.
129. TSCHACHTLI, B. S.: Gliederung und Alter der Couches rouges und Flyschmassen in der Klippen- und Simmen-Decke der Préalpes am Jaunpass (Simmental). Eclogae geol. Helv., V. 32, S. 39, 1939.
130. — Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes. Diss. Phil. II, Bern 1941.
131. VUAGNAT, M.: Sur l'origine du matériel volcanique des grès de Taveyannaz du Val d'Illeiez (Valais). C. R. Soc. phys. et nat. Genève, V. 59, p. 186, 1942.
132. — Sur quelques nouveaux affleurements de grès de Taveyannaz du type Val d'Illeiez à porphyrites arborescentes. Arch. Sc. phys. et nat. Genève, V. 25, p. 53, 1943.
133. — Les grès de Taveyannaz du Val d'Illeiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. Schw. Min. Petr. Mitt., V. 23, p. 353, 1943.
134. — Sur quelques roches éruptives des Préalpes romandes. Schw. Min. Petr. Mitt., V. 24, p. 378, 1944.

#### b) Geologische Karten

135. 1879. Geologische Karte der Schweiz, 1 : 100 000, Blatt XII (Freiburg-Bern) von V. GILLIÉRON, A. JACCARD und I. BACHMANN (zu lit. 40).
136. 1883. Geologische Karte der Schweiz, 1 : 100 000, Blatt XVII (Vevey-Sion) von E. FAVRE, E. RENEVIER, G. ISCHER, H. GERLACH (zu lit. 28 und 93).
137. 1904. Carte géologique de la région de la Brèche de la Hornfluh, 1 : 50 000, par F. JACCARD (in lit. 51).
138. 1907. Carte géologique de la région Rubli-Gummfluh, 1 : 25 000, par F. JACCARD (in lit. 53).
139. 1912. Simmental et Diemtigtal. Carte géologique levée par F. RABOWSKI. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., Lf. 35, Tf. I, Geol. Spezialkarte Nr. 69.
140. 1934. Atlas géologique de la Suisse, 1 : 25 000, Feuille 483 St-Maurice, par E. GAGNEBIN, F. DE LOYS, M. REINHARD, M. LUGEON, N. OULIANOFF, W. HOTZ, E. POLDINI, FR. v. KAENEL. Notice explicative par E. GAGNEBIN.
141. 1940. Atlas géologique de la Suisse, 1 : 25 000, Feuille 477<sup>bis</sup>—480 Diablerets, par M. LUGEON. Notice explicative par M. LUGEON.
142. 1942. Geologische Generalkarte der Schweiz, 1 : 200 000, Blatt 6 (Sion).

## Einleitung

### 1. Topographische Übersicht und Abgrenzung

Das Gebiet, das in der vorliegenden Arbeit beschrieben werden soll, liegt zwischen dem oberen Simmental und Saanetal im bernischen Teil der Préalpes romandes. Als topographische Unterlage für die geologischen Aufnahmen diente ein Teil des Normalblattes 526 (Wildstrubel-West) der neuen Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000 (Siegfried-Atlas, Blätter: 462 Zweisimmen, 472 Lenk).

Grenzen des untersuchten Gebietes:

Ostgrenze: Lauf der Simme zwischen St. Stephan (Grodoey) und Zweisimmen.

Nord- und Nordwestgrenze (von E nach W): Lauf der Kleinen Simme zwischen Zweisimmen und Saanenmöser–Saanenmöser (Wasserscheide zwischen Simme und Saane)–Schönried–Erbsernbach bis zu seiner Einmündung in die Saane.

Westgrenze: Saanelauf zwischen Moos oberhalb Gstaad und dem Ebnet (Einmündung des Erbsernbaches).

Süd- und Südostgrenze (von W nach E): Moos oberhalb Gstaad–Windspillen–Bissen–Scheidbach (im unteren Turbachtal)–Lauf des Turbaches zwischen Scheidbach und Statt–Reulisen–Alp Reulisen (Wasserscheide zwischen Simme und Saane)–Reulisenbach bis zu seiner Einmündung in die Simme bei Grodoey.

Innerhalb der angeführten Grenzen liegt das Hornfluhgebiet als freistehende Berggruppe, die sich nach SE über die Einsattelungen von Parwengenkessel und Reulisen mit dem Wistätthorn (Niesen-Decke) verbindet. Als Hauptgipfel des Gebietes sind die Hornfluh, 1949,4 m, die Horntauben, 1992,6 m, die Saanerslochfluh, 1960,7 m, und der Gantlauenengrat, 2078,7 m, zu nennen; die tiefsten Punkte bilden die alluvialen Schwemmebenen der Simme bei Zweisimmen, mit 932 m, und der Saane im Ebnet, mit 1020 m.

Die starke Vegetationsdecke (Wald und Weideland) erschwert eine geologische Bearbeitung vor allem bei der Aufnahme stratigraphischer Profile wie auch beim Verfolgen der einzelnen Horizonte. Einen guten Einblick in den geologischen Bau gewähren die Talhänge des Turbachs im S, der Simme im E, im zentralen Gebiet sowie gegen N das Tal des Kaltenbrunnenbachs, das zwischen Horntauben–Saanerslochfluh einerseits und dem Gantlauenengrat andererseits eingeschnitten ist.

Im Laufe der Untersuchungen wurde eine geologische Karte im Maßstabe 1 : 25 000 (Vergrößerung der neuen Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000) aufgenommen, die im Geologischen Institut der Universität Bern deponiert ist. Sämtliche Ortsnamen und Höhenangaben wurden der Landeskarte entnommen; sie stimmen oft nicht mehr mit denjenigen des Siegfried-Atlases überein. Die dem Turbach von N zufließenden Bäche, deren Namen auf keiner Karte eingetragen sind, wurden auf der Übersichtskarte (Taf. I) mit den ortsüblichen Namen versehen.

Die Nummern der Handstücke (H.) und Dünnschliffe (D.) beziehen sich auf die Numerierung der Belegsammlung.

### 2. Historische Einleitung

Die Geschichte der geologischen Erforschung der Hornfluh ist mit derjenigen der Breccien-Decke im allgemeinen eng verknüpft, und diese selbst ist nicht zu trennen von derjenigen der gesamten Préalpes zwischen Aare und Arve. Im folgenden sei deshalb kurz die Erforschungsgeschichte der Breccien-Decke, speziell des Hornfluhgebietes, geschildert, die sich in vier Perioden einteilen lässt.

In die Zeit vor 1890 fallen die oft umfangreichen und detaillierten Arbeiten der Pioniere der Alpengeologie, die grosse Gebiete erstmals einer genauen Untersuchung unterzogen und die die heute

noch bestehenden Zusammenhänge im Bau der Alpen erkannten und zu erklären suchten. Zu diesen Autoren gehört B. STUDER, der 1834 (125, S. 288) als erster die Hornfluhbreccie unter dem Namen «Hornfluhgestein» als eine «sehr feste, dicht verkittete Kalkbreccie» mit allen Übergängen von feinem Kalk (wahrscheinlich der heutigen Oberen Breccie, S. 20) bis zu brecciösen Rauhwacken (heute Trias) beschrieb und 17 Jahre später in seiner «Geologie der Schweiz» (126, Bd. II, S. 124) diese Gesteine zu den Flyschbildungen zählte, indem er die Breccie als ein Reibungs- und Zertrümmerungsprodukt der umliegenden Kalkberge (der heutigen Klippen-Decke) auffasste. Fast gleichzeitig erkannte A. FAVRE (26, 27) in der der Hornfluhbreccie analogen Chablaisbreccie, seinem «Calcaire du Chablais», ein selbständiges Gestein, dem er 1867 (28) an der Pointe de Marcely liasisches Alter zuwies. Im Zusammenhang mit den Blättern XII (135) und XVII (136) der geologischen Karte der Schweiz 1 : 100 000 erschienen die umfassenden Erläuterungswerke von V. GILLIÉRON, 1873 (40) und 1885 (41), von E. FAVRE und H. SCHARDT, 1887 (29), und E. RENEVIER, 1890 (93). Sowohl in der Dissertation von H. SCHARDT (106, S. 18) wie auch in den Monographien von GILLIÉRON (41, S. 217) und FAVRE und SCHARDT (29, S. 10, 193) wurde die Hornfluhbreccie zusammen mit der Rauhwacke zu den tertiären Flyschsedimenten gestellt, die den Couches rouges der heutigen Klippen-Decke überall normal aufliegen würden. Das Gebiet der Hornfluh wurde aber in keinem der erwähnten Werke im Detail beschrieben, da es durch G. ISCHER geologisch bearbeitet wurde. Er ist der einzige, der die Hornfluhbreccie als jurassisch in der Karte eintrug (Blatt XVII), doch veröffentlichte er nie eine ausführliche Arbeit über seine Untersuchungen, sondern beschränkte sich auf eine 1878 erschienene, kurze Zusammenfassung (59) mit einigen recht phantastisch anmutenden Profilen.

Die Jahre 1891 bis 1912 sind gekennzeichnet durch eine grosse Reihe von sorgfältigen Detailuntersuchungen, Entdeckungen und Diskussionen, die zum Beweis der Deckennatur vorerst der Préalpes und dann der helvetischen Decken führten. Im Anschluss an die erste hypothetische Überschiebungstheorie von M. BERTRAND (9) im Jahre 1884 entwickelte H. SCHARDT 1891 (107, 115) die in den Feldbeobachtungen sich bestätigende Theorie der nach Norden überschobenen Klippen-Decke, der sich einige Jahre später W. KILIAN (61) und M. LUGEON (71) und bis 1904 die meisten der französischen und schweizerischen Geologen anschlossen. Die wichtigsten, die Préalpes betreffenden Arbeiten der Befürworter der Deckentheorie und ihrer Gegner, zu denen vor allem E. HAUG und seine Schule gehörten, finden sich im Literaturverzeichnis aufgezählt. In einer grossen Zahl von Publikationen von RITTENER (100, 101), ROESSINGER (102, 103), LUGEON (72—76), F. JACCARD (50—53), KEIDEL (60), JEANNET (54—57), STEINMANN (123, 124), SCHARDT (113, 114), RABOWSKI (90, 91), PREISWERK (88), ARGAND u. a. wurde dann die neue Theorie geprüft, ausgebaut und bestätigt und die Anzahl, die Schichtreihe und gegenseitige Lage der am Bau der Préalpes beteiligten Decken weitgehend erkannt. Eine grosse Rolle bei der Abgrenzung der Überschiebungsmassen spielte neben der definitiven Zuteilung von Rauhwacke und Gips zur Trias (94, 95, 100) vor allem auch der Nachweis des jurassischen Alters der Hornfluh- und Chablaisbreccie und ihre Dreiteilung in Untere Breccie, tonige Kieselschiefer und Obere Breccie durch RENEVIER und LUGEON (96, S. 113); eine Reihe von Fossilfunden erbrachte dann später den Beweis der Richtigkeit dieser Alterszuteilung (71, S. 76; 74, S. 710; 76; 103; 114, S. 180). In diesen Zeitabschnitt fallen auch die ersten Detailuntersuchungen der Breccien-Decke und ihrer Schichtreihe. M. LUGEON schuf 1896 mit seiner Untersuchung der «Brèche du Chablais» (71) die Grundlage für alle weiteren Bearbeitungen der Breccien-Decke. Derselbe Autor veröffentlichte im Jahre 1902 mit F. JACCARD ein Profil durch das Hornfluhgebiet (73, S. 756), das dann der letztere zwei Jahre später weitgehend berichtigte. Es erschien, zusammen mit einer Reihe anderer Profile und einer Karte 1 : 50 000 (137), in der von F. JACCARD (51) verfassten Arbeit über das ganze Gebiet der Hornfluhbreccie östlich der Saane. Ebenfalls durch F. JACCARD wurde das Gebiet der Hornfluhbreccie westlich der Saane (53) beschrieben.

Die nächsten 25 Jahre, von 1912 bis 1937, bringen wenig Arbeiten über die Breccien-Decke. Eine ausführliche Beschreibung erhielt das Gebiet östlich der Simme durch die Karte mit Profilen (139) und die Monographie (92) von F. RABOWSKI, der im Zusammenhang mit der Kartierung der Klippen- und Simmen-Decke zwischen Diemtigtal und Simmental auch die Darstellung JACCARDS einer Neubearbeitung unterzog. In klarer und übersichtlicher Weise fasste sodann A. JEANNET (58) in A. HEIMS «Geologie der Schweiz» die bisherigen Ergebnisse der Préalpes-Forschung zusammen. Die Schichtreihe

der Breccien-Decke erfuhr später noch eine Erweiterung, indem E. GAGNEBIN (32) im Chablais einen Übergang von Malm zu Kreide nachweisen konnte, der nach oben mit Glaukonitsandsteinen des Gault abschliesst, woraus sich ergab, dass ein Teil der Oberen Breccie zur Unteren Kreide gehört. Zudem konnte H. H. RENZ (98) im Simmental pflanzenführenden Keuper der Breccien-Decke feststellen. Das Hauptinteresse der geologischen Forschung wendet sich in dieser Periode aber den Préalpes externes und internes und dem Wildflyschproblem, dem Niesenflysch, der faziellen Ausbildung der Klippen-Decke und den Wurzelgebieten der Préalpes-Einheiten zu.

Die letzten Jahre seit 1938 brachten alsdann die lange vermutete und gesuchte Trennung der grossen Flyschmassen in den Préalpes. Schon 1909 (55) und dann in seiner grossen Monographie der Tours d'Ai (57) stellte A. JEANNET die Breccien und Konglomerate vom Typ der Lokalität Mocausa zur Schichtreihe der Simmen-Decke. In der «Geologie der Schweiz» (58) suchte er wieder nach einer Aufteilung der Flyschserien auf die drei préalpinen Decken s. s. (Klippen-Decke, Simmen-Decke, Breccien-Decke nach STEINMANN, 123), wie dies dann auch E. GAGNEBIN im «Geologischen Führer der Schweiz» (33) tat, wobei der letztere die Mocausa-Konglomerate noch zum Flysch der Klippen-Decke zählte. Durch die Arbeiten von W. J. SCHROEDER (116, 117, 118) aus den Jahren 1938 und 1939 erhielt der Flysch der Breccien-Decke des Chablais, der bis dahin noch wenig bekannt war, eine eingehende Beschreibung. Der Autor konnte beweisen, dass dort die Ophiolithe des «Plateau des Gets» als submarine Ergüsse im Flyschmeer der Breccien-Decke zu deuten sind. Anhand eines Fundes von *Globotruncana* sp. ind. gab SCHROEDER dem Flysch, den er in fünf verschiedene Niveaux einteilte, oberkretazisches und alt-tertiäres Alter. Im Simmental gelang B. TSCHACHTLI 1939 (129) die lithologische und stratigraphische Trennung der Flyschmassen der Simmen- und Klippen-Decke, wobei der Flysch der Simmen-Decke ins Cenoman-Turon, derjenige der Klippen-Decke ins Paleozän gestellt werden konnte. Diese Ergebnisse wurden vom gleichen Verfasser im Jahr 1941 in einer grösseren Arbeit näher begründet und erweitert und durch einige Befunde aus der Breccien-Decke ergänzt, deren Flysch als Ober-Senon und jünger angenommen wurde. Im selben Jahre erschien eine sehr interessante, vorwiegend tektonische Arbeit von M. LUGEON und E. GAGNEBIN (80), die anhand der seit einigen Jahren wieder aktuell gewordenen Gleittektonik (39, 78, 79) viele Probleme der Préalpes-Tektonik zu erklären und neu zu beleuchten sucht. Die für das Gebiet der Hornfluh besonders wichtigen Ergebnisse sind die Eingliederung der hier auftretenden Ophiolithe in den Flysch der Breccien-Decke, der das Gebiet nördlich der Hornfluh bis über die Kleine Simme und Saanenmöser hinaus einnimmt, und die Schaffung der «Fenêtre mitoyenne», die das Gebiet der «Zone submédiane» (83, 89) umfasst und ein fensterartiges Auftauchen der ultrahelvetischen Préalpes internes an der Front der Niesen-Decke darstellt. Ebenfalls noch im Jahre 1941 gab B. CAMPANA eine vorläufige Mitteilung (18) zu einer zwei Jahre später erscheinenden Detailarbeit (20) heraus, in der er eine Gliederung der cenomanen Simmenflyschmasse im Gebiet des Rodomont bei Château-d'Oex vornahm. Der gleiche Verfasser suchte 1942 (19) den Beweis zu erbringen, dass die Breccien-Decke die höchste Einheit der Préalpes sei und der Simmen-Decke aufliege. Eine petrographische Analyse der basischen Ergussgesteine im Chablais und deren Zusammenhang mit den Ophiolithkomponenten des Taveyannaz-Sandsteins war das Ziel einer Arbeit von M. VUAGNAT (133); diesem Autor verdanken wir auch eine kurze Übersicht über ähnliche Gesteine im schweizerischen Teil der Préalpes (1944, 134).

### 3. Geologische Übersicht und Problemstellung

(Tafel I)

Das zu beschreibende Gebiet umfasst die folgenden drei tektonischen Einheiten:

#### a) Breccien-Decke

Die Hornfluhgruppe wird von Gstaad bis nach Betelried im Simmental durch eine nach NW tauchende Faltenscholle der Breccien-Decke gebildet. Es ist dies die südlichste (Nr. I) der drei tauchenden Falten, die schon JACCARD (51, S. 64) im Gebiet des oberen Saane- und Simmentals unterschieden hat. Während die triasischen und jurassischen Sedimente dieser Falte I vom Ober Bort bei Gstaad dem Höhenzug der Hornfluh-Hornlauben und Saanerslochfluh-Gantlauenengrat-Flühweid-Betelried folgen, füllt eine

mächtige Masse von Flysch die Mulde von Gruben-Saamenmöser-Oeschseite. Im NW schliessen sich an diese Flyschmasse, die der Breccien-Decke angehört, ausserhalb unseres Gebiets folgende tektonische Glieder an:

westlich Schönried eine kleine Schuppe der Simmen-Decke (19), die Dorffluh-Halten-Scholle der Klippen-Decke und die Vanel-Falte (III) der Breccien-Decke;

zwischen Schönried und Reichenstein an der Kleinen Simme die mächtige Flyschmulde der Simmen-Decke im Hugeligrat und Wannenhörli;

nordöstlich von Reichenstein die Falten II und III der Breccien-Decke im Riedli und Flühwald-Hohlas und die dazwischengeklemmte Schuppe der Klippen-Decke von Hinterflüh.

Im Gebiet nördlich der kleinen Simme und nördlich Schönried konnten auf Tafel I die Angaben der Karte JACCARDS (137) durch unveröffentlichte Neuaufnahmen von H. H. RENZ (im Geologischen Institut Bern deponiert) und von B. CAMPANA, der das Gebiet des Hugeligrates im Auftrage der Geologischen Kommission S. N. G. neu kartiert, ergänzt werden.

Im S verläuft die Auflagerungslinie der Trias der Falte I vom Turbachtal über Eigen-Äusser Parwengen-Gantlauenen nach Ried bei St. Stephan.

#### b) Klippen-Decke

Von der Klippen-Decke, die normalerweise die Unterlage der Breccien-Decke bildet, ist unter der Hornfluhfalte zwischen Saane und Simme nur noch eine tektonisch verdrehte und in der Schichtreihe unvollständige Schuppe im Amselgrat vorhanden. Diese Schuppe, die mit den tektonisch analogen Einheiten der Spielgerten und der Gummfluh nicht zusammenhängt, ist vergleichbar mit den isolierten und verquetschten Schuppen der Klippen-Decke unter der Breccien-Decke am Col de Coux und am Col de la Golèze im Chablais.

#### c) Ultrahelvetische Schuppenzone der «Fenêtre mitoyenne»

Zwischen dem Nordrand der Niesen-Decke, der sich vom Trom im unteren Lauenental durch das Turbachtal über die Alp Reulisen nach St. Stephan im Simmental zieht, und der Basis der Breccien-Decke liegt eine mächtige Schuppenzone aus ultrahelvetischem Material (Trias, Kreide, Flysch), die der «Fenêtre mitoyenne» (80, S. 5 ff.), d. h. den vor der Niesen-Decke auftauchenden «Préalpes inférieures» (= Préalpes internes, Préalpes externes und Fenêtre mitoyenne), angehört. Die Schuppe der Klippen-Decke am Amselgrat steckt zwischen den Schuppen der «Fenêtre mitoyenne», ohne die Basis der Breccien-Decke zu berühren.

Bei Beginn der vorliegenden Arbeit stellten sich für das zu bearbeitende Gebiet folgende Probleme:

- a) Untersuchung der Stratigraphie und Tektonik der tauchenden Falte I (JACCARD, 51) der Breccien-Decke im Gebiet der Hornfluh zwischen Simme und Saane;
- b) Altersbestimmung und Deckenzuteilung der Flyschmassen nördlich der Hornfluhfalte und Untersuchung der darin vorkommenden Ophiolithe. Vergleich mit den analogen Ablagerungen im Chablais;
- c) Bearbeitung des Amselgrates und des Gebietes zwischen der Front der Niesen-Decke und der Basis der Breccien-Decke zwischen dem Lauibach und der Simme.

Das Profil im Trom, längs des Lauibaches, wurde mit Herrn Prof. E. GAGNEBIN, Lausanne, einzeln und in gemeinsamen Begehungen untersucht und die Resultate in einer Mitteilung (37) im Jahre 1945 zusammengestellt.

## A. Breccien-Decke

### I. Stratigraphie

Die schon in der Einleitung erwähnte, fast geschlossene Vegetationsdecke verhinderte oft die Aufnahme lückenloser Detailprofile mächtiger Serien, weshalb gerade in der Schichtreihe der Breccien-Decke oft nur beschränkte Profilausschnitte beschrieben werden können, die dann zusammengesetzt ein ungefähres Bild eines Horizontes geben mögen.

Die Serie der Breccien-Decke des Hornfluhgebietes reicht von der Trias bis in den Oberkreideflysch. Es ist dies im préalpinen Gebiet NE der Rhone die vollständigste Serie der Breccien-Decke, die am ehesten mit der Schichtreihe des Chablais zu vergleichen ist. F. JACCARD (51, S. 100) glaubte auf der Passhöhe von Äusser Parwengen — zwischen dem Kaltenbrunnental und dem Turbachtal —, dem Karbon von Morgins (Chablais) ähnliche karbonische Sandsteine gefunden zu haben. Da aber jegliche Fossilien fehlen, liess er die Möglichkeit offen, die Sandsteine könnten auch dem darunterliegenden Flysch angehören. Im Laufe meiner Untersuchungen zeigte sich, dass ein direkter Übergang zwischen dem sichern Flysch und dem glimmerreichen, sandigen Komplex besteht, so dass wir diese Sandsteinbänke bestimmt zum Flysch (Flyschschuppe VI, S. 74) rechnen können, wie es auch schon A. ROTHPLETZ (104, S. 49) getan hat.

#### 1. Trias

Die Trias liegt, wo sie nicht mit jüngeren Sedimenten verschuppt ist, mit ihrer Basis direkt auf der Überschiebungsfläche der Breccien-Decke, d. h. auf dem Flysch der unterliegenden Einheit. Ihre Mächtigkeit und Schichtfolge sind wenig konstant, so dass sich kein Typprofil für das ganze Gebiet festlegen lässt. Normalerweise folgen sich von unten nach oben Quarzit, Rauhwaacke und Dolomit.

##### a) Quarzit

ALPHONSE FAVRE hat schon 1867 (28) im Chablais an der Basis der Breccien-Serie Quarzitschichten festgestellt, die dort das Verbindungsglied von Karbon-Perm zur dolomitischen Trias bilden. Im Gebiet der Hornfluh wie auch in den andern Vorkommen der Breccien-Decke nordöstlich der Rhone war dieser Basisquarzit der Breccien-Decke bis jetzt noch nicht nachgewiesen worden; er ist aber — wie meine Untersuchungen ergeben haben — ebenfalls vertreten.

Am Gantlauenengrat findet man 120m südlich P. 2015 folgende Schichtfolge (von oben nach unten):

- |            |   |
|------------|---|
| 5. x m     | Breccien, feinbrecciöse Kalke, kieselige Schiefer, die den Gipfel und Südabhang des P. 2015 bilden = Untere Breccie und Schiefer.   |
| 4. 2,5 m   | schlecht aufgeschlossene brecciöse Rauhwaacke.  |
| 3. 1—1,5 m | hellgrauer Quarzit, sehr stark zerdrückt und zerklüftet, mit Rutschharnischen; von der Verwitterung stark angegriffen und zu Quarzgrus verwandelt, mit vielen schon makroskopisch sichtbaren Erzkörnchen. |
| 2. 10 m    | graue Flyschschiefer, tonig, übergehend in  |
| 1. x m     | glimmerreiche Sandkalke und Tonschiefer der Flyschschuppe VI von Parwengen (siehe S. 74).   |

Die Horizonte 1 und 2 gehören der Unterlage an, 3—5 der Breccien-Decke; 3 und 4 vertreten hier die ganze, sehr laminierte Trias der Breccien-Decke. Vom Gantlauenengrat, dem östlichsten Punkt, wo der Quarzit vorhanden ist, lässt sich letzterer in Spuren gegen W durch das Kaltenbrunnental auf den Sattel von Äusser Parwengen und bis auf den Sporn S der Horntauben verfolgen, wo man ihn auf dem Weg Hornkessel-Äusser Parwengen findet. Er ist nirgends gut aufgeschlossen und immer nur an

dem verwitterten braunen Sand erkennbar, der die Rauhwaacke von der Flyschunterlage trennt. Die Mächtigkeit liegt stets zwischen 0,5 und 1,5 m. Der Quarzit scheint nur im mittleren Teil des Gebietes erhalten zu sein; man findet seine Fortsetzung weder im Simmental noch im Turbach.

### **b) Rauhwaacke**

Die Rauhwaacke liegt in der Regel zwischen dem Quarzit und dem Triasdolomit und bildet, wo der Quarzit fehlt, das unterste Glied der Breccien-Serie. Sie besteht aus weichen, gelben bis graubraunen tonigen Relikten einer Kalk-Dolomit-Breccie. Im frischen Handstück zeigt sie stets brecciöse Struktur. Die grauen, gelben bis weissen dolomitischen Komponenten haben einen Durchmesser von durchschnittlich Erbs- bis Nussgrösse. Ausnahmsweise findet man im unteren Turbachtal gegenüber der Einmündung des Gfellgrabens in den Turbach Komponenten von über Faustgrösse. Der Auslaugungszustand der Komponenten ist sehr verschieden; man findet alle Übergänge von frischem dolomitischen Kalk bis zu Zellendolomit.

Die Mächtigkeit der Rauhwaacke nimmt von NE nach SW zu. Sie beträgt im Riedbach östlich Ried bei St. Stephan 25 m, auf dem Gantlauenengrat 2,5 m, südlich der Hornlauben 50—60 m, schwillt dann aber im S der Hornfluh im Turbachtal auf 400—500 m an. Es ist schwer zu beurteilen, ob diese Anhäufung der Rauhwaacke am Südwestende der Hornfluhfalte stratigraphisch oder tektonisch bedingt ist. Die Gründe, weshalb eine tektonische Aufstauung angenommen werden muss, sollen im dritten Teil behandelt werden (S. 82).

Die Rauhwaacke zeigt oft sehr starke Verknetung mit dem hangenden Triasdolomit, wodurch eine genaue Grenzziehung erschwert wird; so zum Beispiel im oberen Kaltenbrunnental, wo von der Hornlauben ein aus Rauhwaacke bestehender Hügelzug nach NE ins Tal hinabzieht. Südlich des Rückens findet man den Quarzit in Spuren unter der Rauhwaacke, nördlich davon, am Beginn der Einbuchtung gegen Gruben, mindestens zwei Lamellen von Dolomit in der Rauhwaacke, ca. 20 m vor dem definitiven Übergang von Rauhwaacke in Dolomit. Auch hier liegt eine tektonische Verschuppung vor.

Im Gelände ist die Rauhwaacke an der hellen Farbe und an oft vorhandenen Dolinen erkennbar. Eine Ansammlung solcher Versickerungstrichter aller Grössen findet sich auf dem rechten Turbachufer, südwestlich Eigenmatte, wo trotz Moränenbedeckung die grosse Ausdehnung der Rauhwaacke durch die vielen Dolinen erkennbar ist.

### **c) Triasdolomit**

Durch die tektonisch meist stark beanspruchten Dolomitschuppen, die über der Rauhwaacke folgen, konnte kein detailliertes Profil aufgenommen werden, und es fehlen gute Aufschlüsse dort, wo eine ungestörte Schichtfolge erwartet werden durfte. JACCARD (51, S. 43/44) beschreibt aus unserem Gebiet zwei Profile vom Nordhang des Turbachtales südlich der Hornfluh. Meine Untersuchungen zeigten aber, dass es sich hier um eine tektonisch gestörte Schichtreihe mit Schuppen und Falten handelt, wie dies aus der Ansicht vom Südhang der Hornfluh (Tafel V) hervorgeht. Die dunkeln Kalke, die JACCARD unter a) 2 und b) 2 und 5 erwähnt, sind liasisch und werden im nächsten Abschnitt (Untere Schiefer und Kalke) zu besprechen sein.

Die gelblich bis hellgrau anwitternden Dolomite zeigen sich im frischen Anschlag als ein graues, feinkörniges bis mikrokristallines Gestein. Die angewitterte Oberfläche täuscht oft brecciöse Struktur vor, doch konnten im frischen Gestein nirgends echte Sedimentationsbreccien gefunden werden. Dagegen sind die Dolomite oft stark tektonisiert, von zahlreichen Kalzitadern durchzogen und an zwei beobachteten Stellen (in Gruben im oberen Kaltenbrunnental und 30 m südlich des Wasserreservoirs im Gfellgraben) in tektonische Breccien umgewandelt.

Die Dolomite zeigen eine Mächtigkeitszunahme von NE nach SW. Im Riedgraben im Simmental sind sie 10—15 m mächtig, am Gantlauenengrat in der Scholle nördlich P. 2015 ca. 50 m und im Gfellgraben 100—150 m; im Turbach sind sie jedoch nur noch ganz reduziert vorhanden.

## d) Zusammenfassung

Quarzit, Rohwacke, Triasdolomit und dolomitische Kalke sind im Hornfluhgebiet die Vertreter der Trias. Die vorhandenen Profile genügen nicht, um einen Vergleich mit andern triasischen Serien der Alpen vorzunehmen. Durch das Vorhandensein von Quarzit ist eine weitgehende Analogie zur Serie der Breccien-Decke im Chablais vorhanden.

## 2. Jura

Vom Rhät bis in die Kreide ist die Schichtreihe der Breccien-Decke durch das Auftreten von Breccien verschiedener Korngrösse und Zusammensetzung gekennzeichnet; daher hat die ganze tektonische Einheit den Namen Breccien-Decke erhalten. Soweit dies möglich ist, werde ich die Einteilung übernehmen, die schon M. LUGEON (71) in seinem grundlegenden Werk über die Breccien-Decke im Chablais aufgestellt hat. Das Fehlen von Leitfossilien zwingt uns auch im Hornfluhgebiet, die Schichtreihe zwischen unterem Lias und Kreide nach lithologischen Merkmalen zu gliedern.

F. JACCARD (51, S. 55) unterteilt im Anschluss an die Arbeiten von M. LUGEON (71, 96) den Komplex der Breccien-Serie im Hornfluhgebiet von unten nach oben in: Untere Breccie, seitlich übergehend in die Unteren Schiefer und Kalke, die «Schistes ardoisiers» (wobei er betont, dass im Hornfluhgebiet nirgends Dachschiefer aus diesen Tonschiefern ausgebeutet werden), und Obere Breccie.

Für die Beschreibung der Hornfluh ist es aber vorzuziehen, die im Liegenden der Unteren Breccie auftretenden untersten Niveaus getrennt zu behandeln. Im zentralen und südöstlichen Gebiet schaltet sich ein deutlich kalkiger Horizont zwischen das Rhät und die im unteren Teil verschieferte Untere Breccie ein, während im NE bei St. Stephan eine mächtige Serie Unterer Schiefer das Rhät und die Untere Breccie voneinander trennen.

Für das Gebiet der Hornfluh kann die jurassische Serie der Breccien-Decke von unten nach oben also folgendermassen unterteilt werden:

- a) Rhät;
- b) Untere Kalke;
- c) Untere Schiefer;
- d) Untere Breccie;
- e) Tonschiefer («Schistes ardoisiers»);
- f) Obere Breccie (vorwiegend kalkig).

### a) Rhät

Das Rhät, das erstmals von JACCARD im Hornfluhgebiet nachgewiesen und auf seiner Karte (137) ausgeschieden wurde, bildet mit schwarzen und dunkeln Schiefen und dunkeln Kalken mit Lumachellen einen durchgehenden Horizont zwischen der Trias und den Unteren Kalken und Schiefen auf der ganzen Strecke von St. Stephan bis in den Gfollgraben bei Gstaad. Obschon in dieser Stufe bis dahin nur wenig und nur schlecht erhaltene Fossilien gefunden werden konnten, so ist doch die Ähnlichkeit mit den Ablagerungen gleichen Alters im Chablais, die M. BERTRAND (10), M. LUGEON (71) und W. SCHROEDER (118) beschrieben haben, recht deutlich; darauf hat schon JACCARD (51, S. 48) hingewiesen.

### 1. Detailprofile

a) Riedbach bei St. Stephan.

Zwischen 1140 und 1160 m lässt sich am südlichen Grabenrand als Basis der Breccien-Schichtreihe folgendes Profil erkennen: Von unten nach oben:

1. Knorrige, schwarze Tonschiefer mit unregelmässigen Bänken und Linsen von Sandkalken, feinen Breccien und polygenen Kalk-Dolomit-Breccien (H. 612); Tertiärer Flysch der Unterlage der Breccien-Decke <sup>1)</sup>.
2. 25 m Rohwacke.
3. 10—15 m stark von Kalzitadern durchzogener Triasdolomit (H. 759).
4. 0,9 m unregelmässige Linsen und Bänke von grauen, fleckigen, leicht spätigen Kalken (H. 760) (max. 5 cm mächtig), in Wechsellagerung mit Kalk-Dolomit-Breccien (H. 761 und 762) von unregelmässiger Korngrösse zwischen

<sup>1)</sup> H = Handstück mit Nr. der Belegsammlung.

- 0,5 mm und 8 cm und grauen, randlich oder ganz verwitterten Dolomiten, spätigen dolomitischen Kalken, dichten bis feinkörnigen graublauen Kalken und feinbrecciösen Kalken als Komponenten. Gelb verwitterte Tonhäute bilden die Grundmasse und überziehen die Bestandteile.
5. 0,5 m graue und schwarze Tonschiefer (H. 764).
  6. 1 m graue Kalk-Tonschiefer mit einzelnen bis 20 cm mächtigen Linsen von unregelmässigen Kalk-Dolomit-Breccien wie in 4.
  7. 0,8—1 m Wechsellagerung unregelmässiger, seitlich auskeilender Bänke von feinen, zum Teil oolithischen Lumachellen (H. 765), grauschwarzen, dichten bis feinkörnigen Kalk (H. 766) mit gelblicher Verwitterungsfarbe, grauem, feinkörnigem bis spätigem Kalk (H. 767), gelb anwitternden Kalk-Dolomit-Breccien (H. 768) wie 4, feinbrecciösen Kalken (H. 769) mit Dolomitmörnern und kieseligen Schlieren.
  8. ca. 200 m gutgebankte Serie der Unteren Schiefer, die in einem nächsten Kapitel beschrieben wird.

Wir finden demnach hier zwischen der Trias (2 und 3) und den ruhig und gleichmässig gebankten Schiefern und brecciösen Kalken der Unteren Schiefer eine wechselvolle Schichtreihe von 3—4 m, bestehend aus Breccien, Tonschiefern, Kalken und Lumachellen (Nrn. 4—7), die, wenn auch typische Fossilien fehlen, doch sehr wahrscheinlich das Rhät darstellt. Wie die nächsten Profile zeigen werden, schwillt die Serie gegen SW stark an.

#### b) Gantlauenengrat.

Die Senke 200 m nördlich P. 2015 im Grat Parwengen-Rinderberg wird aus einer Triasschuppe (gelb angewitterter Dolomit) gebildet. Die normale Schichtreihe, die nördlich davon anschliesst und auf dem Grat, besser aber 100 m nordöstlich der Gratlinie aufgeschlossen ist, besteht von unten nach oben aus:

1. Triasdolomit (H. 203) in Bänken von 0,5—0,8 m. Auf dem Grat ca. 100 m mächtig, keilt nach NE aus, um nach 250 m ganz zu verschwinden. Geht ohne scharfe Grenze nach oben über in
2. 20 m wechsellagernde blaugraue Kalke mit Lumachellenbänken (H. 206) mit schlecht erhaltenen Exemplaren von *Avicula contorta* PORTL. (H. 639), Korallenkalke (H. 205) mit kalzitisierten Korallen und gelblich anwitternden Bänken dolomitischer Kalke. Die Mächtigkeit der Bänke wechselt zwischen 25 und 50 cm. Die Bänke halten seitlich maximal auf ca. 30 m Länge an, keilen dann aus und werden von andern abgelöst. Zwischen den Bänken sind knorrige Ton- und Mergelschiefer in Schichten bis 10 cm eingelagert.
3. 2 m dunkle Tonschiefer (H. 204). JACCARD (51, S. 48) erwähnt darin Spuren von *Bactryllium*.
4. 5 m bankige Kalke mit eingelagerten Lumachellen, dazwischen Tonschieferlagen.
5. 10 m grobbankige, graublaue Kalke (H. 207) in Bänken von 20—60 cm. Darin eingeschaltet Bänke gleicher Mächtigkeit von dunkel blaugrauen, hellgrau angewitterten Dolomiten (H. 208). Allmählicher Übergang in
6. 5 m dünnplattige Kalke (H. 209), die mit den folgenden schlecht gebankten Kalken schon zu den Unteren Kalken (Unterer Lias) gezählt werden können.

Verfolgt man das Rhät (Nrn. 2—5) nach W durch die Mulde, die sich zum oberen Stall von Ober Kaltenbrunnen hinabsenkt, so sieht man, wie sich darin Linsen von Kalk-Dolomit-Breccie von einigen Metern Länge und bis 1 m Mächtigkeit einlagern. Westlich der Kote 1800 nimmt diese Breccie eine Mächtigkeit von ca. 100 m an. Sie lässt sich auf dem linken Ufer des Kaltenbrunnenbaches weiterverfolgen.

#### c) Westabhang Kaltenbrunnenbach.

Das Profil wurde 500 m westlich P. 1960,1 (Saanelochfluh) aufgenommen und findet sich am oberen Rand des Westabhangs des Kaltenbrunnentals unter dem aus Unteren Kalken bestehenden Felsband, das sich vom Tal gegen den Grat hinzieht. Die untere Grenze der Rhätreccie bzw. ihre anormale Auflagerung auf der Schuppe von Unteren Schiefern im Kaltenbrunnental ist durch Gehängeschutt und Weidland verdeckt.

Es finden sich von unten nach oben:

1. 25 m Kalk-Dolomit-Breccie (H. 708), in unregelmässiger, schlecht gebankter bis linsiger Lagerung.  
Komponentengrösse: Einige mm—20 cm, Körnung ungeregelt, gemischt.  
Komponenten:  
Graublaue, dichte bis leicht spätige Kalke.  
Lumachellenkalke.  
Feinbrecciöse dolomitische Kalke.  
Graue und hellgraue, gelb angewitterte Dolomite.  
Dunkel graublaue, gelblich angewitterte Dolomite.  
Vereinzelt finden sich in dem Gestein seitlich auskeilende Bänke feiner Breccie mit einheitlicher Korngrösse (bis 2 cm). Echte Quarzite konnten als Komponenten nicht gefunden werden, Zwischen den Breccienpaketen und als Bindemittel sind oft Tonschiefer eingelagert. Fossilien: Bruchstück eines Belemniten.
2. 4 m Wechsellagerung von schwarzen Tonschiefern mit unregelmässigen Bänken von Kalkschiefern (H. 697) mit Echinodermensplittern und kleinen Seeigelstacheln, Lumachellenkalken, dolomitischen Kalken und feinen Kalk-Dolomit-Breccien an der Basis.

3. 2 m Wechsellagerung schlecht gebankter grauer Kalke mit Lumachellen (H. 695).
4. 0,1 m feine Lumachelle mit *Terebratula gregaria*? SUESS, stellenweise leicht oolithisch (H. 694, H. 694 a, H. 694 b).
5. 0,3 m dunkler Kalk mit kalzitisierten Korallen (H. 693).
6. 8 m Untere Kalke: Graublaue, gut gebankte Kalke, in Bänken von 5—12 cm in der unteren Hälfte, in der oberen Hälfte Bänke bis 20 cm, mit Schalen von Gastropoden.

Die Grenze des Rhäts gegen die unterliasischen Unteren Kalke bildet sehr wahrscheinlich die Korallenbank Nr. 5.

## 2. Rhätbreccie

Wie aus den Detailprofilen hervorgeht, beginnt schon im Rhät eine starke Breccienbildung. Kalkdolomitbreccien mit Lumachellen als Komponenten treten als Einlagerungen in den normalen Rhätablagerungen auf. Ihre Einschaltung im Rhät ist dort am besten ersichtlich, wo sie keine grosse Mächtigkeit erreichen (Detailprofile *a* und *b*). Aber auch in der mittleren Partie der Hornfluhgruppe, wo die Mächtigkeit der Breccien im Rhät bis auf 100 m anschwillt (zwischen Gantlauenengrat und Hühnerspiel, Profile 5, 6, 8, 10—12) kann man die Rhätkalke und Schiefer sowohl über als auch unter der Breccie beobachten: ersteres im Gebiet Kaltenbrunnental-Saanerslochfluh, letzteres z. B. 250 m nordnordöstlich P. 1792 Oberkaltenbrunnen und 450 m nördlich P. 1926 Hühnerspiel an der neuen Strasse nach dem Hornberg.

Die Komponenten der Breccie entstammen alle der Trias (grauer Dolomit) oder dem Rhät selbst (graublaue, dichte bis spätige oder feinbrecciöse Kalke, Lumachellen, dunkle Dolomite). Die triasischen Komponenten scheinen aus nicht grosser Entfernung in das Ablagerungsbecken eingeschwemmt zu sein, während man bei den rhätischen Komponenten oft eine submarine Aufarbeitung annehmen könnte, die auch die linsige, unregelmässige und ungebankte Ablagerung zur Folge hätte.

F. JACCARD (51, S. 94) erwähnt die stark dolomitische Breccie im Gletscherkessel zwischen Hühnerspiel und Horntauben, stellt sie aber in die Obere Trias. Für die Karte tat er dasselbe in der Errataliste (S. 197). Durch den Bau der oben genannten Strasse wurde aber ein Aufschluss geschaffen, der die Lagerung dieser Breccie zwischen den Tonschiefern des Rhäts und den Unteren Kalken der Lias deutlich erkennen lässt.

Angewittert und ausserhalb des Schichtverbandes zeigt die Breccie eine gewisse Ähnlichkeit mit der Unteren Breccie. Auf die Unterschiede soll bei der Besprechung der Unteren Breccie hingewiesen werden.

## 3. Zusammenfassung

Das Rhät tritt als durchgehender Horizont auf, und zwar im östlichen Teil des Hornfluhgebietes im Liegenden der Unteren Schiefer, im mittleren und südwestlichen Teil im Liegenden der Unteren Kalke.

Die Rhätserie ist gekennzeichnet durch ein kalkig-brecciöses Niveau unten, schwarze bis braune Tonschiefer in der Mitte und ein kalkig-dolomitisches Niveau oben, in welchen auch Breccien auftreten können. Charakteristische Gesteine sind: Graublaue Kalke, dicht-spätig-feinbrecciöse Lumachellen, dichte dunkle Dolomite, dunkle, zum Teil knorrige Tonschiefer, oft mit eingelagerten Lumachellen und Kalkbänken. Oolithische Kalke können zwischen Saanersloch und Kaltenbrunnental (Detailprofil *c* 4) und im Kessel zwischen Hühnerspiel und Horntauben beobachtet werden. Das letztere Vorkommen befindet sich auf dem Felsvorsprung, 350 m westnordwestlich Horntauben P. 1992,6 (Tektonik siehe S. 59), wo in verkehrter Lagerung an der Grenze zwischen Rhät und Unteren Kalken eine feinkörnige bis dichte blaugraue Kalkbank auftritt, angefüllt mit elliptischen Ooiden von Eisenchlorit, die dem Gestein eine braunrote Verwitterungsfarbe geben (H. und D. 230)<sup>1)</sup>.

Fossilien sind sehr spärlich vorhanden und meist schlecht erhalten, so dass auch die Abgrenzung der Stufe nach oben und unten nicht scharf vorgenommen werden kann. Die Fauna setzt sich zusammen aus:

*Avicula contorta*, PORTL. Spuren. Gantlauenengrat, westlich Hühnerspiel.

*Terebratula gregaria*? SUESS. Spuren. Westhang Kaltenbrunnental.

*Bactryllium* sp. Spuren. Gantlauenengrat, Kaltenbrunnental westlich Hühnerspiel.

*Mytilus* sp. Schlecht erhalten. Gantlauenengrat.

Seeigelstacheln, unbestimmbar. Westhang Kaltenbrunnental.

<sup>1)</sup> H = Handstück, D = Dünnschliff der Belegsammlung.

Korallen, unbestimmbar. Westhang Kaltenbrunnental.  
Lamellibranchier, unbestimmbar. Häufig in Lumachellen.

Die untere Grenze des Rhäts fällt wohl mit dem Auftreten von dunkeln Tonschiefern mit eingelagerten Lumachellenbänken über dem Triasdolomit zusammen, da im Hornfluhgebiet nirgends Tonschiefer oder Mergel des Keupers gefunden werden konnten. Die obere Grenze lässt sich ebenfalls nicht eindeutig festlegen, da im Hangenden sehr wenig bestimmbare Fossilien vorkommen. Es muss die Möglichkeit offengelassen werden, dass die oben beschriebenen Oolithe schon dem Hettangien angehören. Ein paläontologischer Beweis dafür ist aber nicht vorhanden. Es lässt sich daher auch kein faunistischer Vergleich unserer Rhätbildungen mit anderen Faziesgebieten vornehmen. Die Fazies ist am ehesten mit der ostalpinen zu vergleichen.

## b) Untere Kalke

(Unterer Lias)

### 1. Detailprofile

Die gebankten Unteren Kalke wurden unter der relativ starren Masse der Unteren Breccie tektonisch stark beeinflusst; sie sind daher heute meist nur intensiv gefaltet, gebrochen und verschuppt anzutreffen. Die beiden Sammelprofile sollen den Schichtverlauf im grossen darstellen:

#### a) Gantlaunengrat.

Über dem auf S. 8 beschriebenen Rhätprofil folgen am Grat nach N von unten nach oben (Numerierung nach dem Rhätprofil):

6. 5 m dünnplattige Kalke und Kalkschiefer (H. 209).
7. 30 m schlecht gebankte, feinkörnige bis dichte Kalke (H. 210) mit Echinodermenresten (vorwiegend Stielgliedern von Seelilien) und Muscheltrümmern, grau.
8. 20 m Wechsellagerung dünnplattiger, feinkörniger bis feinbrecciöser Kalke (H. 216) von 2—8 cm mit Echinodermenresten, mit schwarzen bis braunen Schiefern von einigen Zentimetern als Zwischenlagen. Diese gehen allmählich in die eigentlichen Unteren Schiefer über, die hier eher als verschieferte Untere Breccie zu bezeichnen wären, denn es treten gegen oben feinbrecciöse Bänke und Echinodermenbreccien auf, die sich seitlich verlieren und auskeilen. Diese Ablagerungen sollen im nächsten Abschnitt beschrieben werden.

#### b) Osthang Horntauben.

Mit der kleinen Felswand auf 1900 beginnt über schlecht aufgeschlossenem und verschupptem Rhät die Schichtreihe der Unteren Kalke und Schiefer, die am Gipfel und am Nordgrat der Horntauben mit einer aufgesetzten Kalotte Unterer Breccie abschliesst. Es folgen sich von unten nach oben:

1. 5 m (2—3 m davon am Fuss der Felswand aufgeschlossen) dichte, blaugraue Kalke in Bänken von 30—50 cm, mit vereinzelt Resten von Echinodermen (Handstück und Dünnschliff Nr. 282).
2. 7—8 m ähnliche Kalke, dicht bis feinkörnig (H. und D. 283). Wechsel von gegen 60 cm starken Bänken mit solchen von 5—30 cm. Einzelne Echinodermensplitter und schlecht erhaltene Belemniten.
3. 2 m Echinodermenkalk, schlecht gebankt, mit reichlich Echinodermenresten und Spongiennadeln in dichtem Kalk (H. und D. 284, 284 a, b).
4. ca. 20 m graublaue, dunkle Spongienkalk mit reichlich Spongiennadeln in dichtem Kalk, mit einzelnen Echinodermensplittern (H. und D. 285).  
Darin zwei 40—70 cm starke Bänke von zoogenen Kalken (ähnlich 3) mit Echinodermen und Spongien (H. und D. 286).  
Nach oben folgt ein allmählicher Übergang in
5. 20—25 m dünnplattige bis schiefrige Kalke (H. und D. 287 a, b) und Mergelkalke mit Tonschieferzwischenlagen. Diese Übergangsserie von den unteren Kalken zu den Unteren Schiefern und der Unteren Breccie ist in der Mulde über dem Felswändchen nur schlecht aufgeschlossen. Darin eingelagert erkennt man einige bis 30 cm mächtige, seitlich auskeilende Bänke von grauen Echinodermenkalken (H. und D. 288) bis Echinodermenbreccien (H. und D. 291 a) und kalkreichen Echinodermenmergelschiefern (H. und D. 291 b).  
Die gleiche Serie Nr. 5 ist im kleinen Anriss nordwestlich des Horntaubengipfels besser aufgeschlossen und gliedert sich dort in:
  - 5a) 12 m dünnplattige Kalkschiefer mit Echinodermenkalkbänken;
  - b) 10 m Wechsellagerung von brecciösen Kalken und Kalk-Dolomit-Breccien mit kieseligen, hellgrauen Sandkalken (H. und D. 290) und Kalkschiefern und Tonschiefern.
  - c) 15 m wie a, Mergelkalkschiefer mit eingelagerten Echinodermenkalkbänken (5—15 cm).
6. 2 m unterste Bank grober (Komp. bis 10 cm) Kalk-Dolomit-Breccie der Unteren Breccie.

Die Unteren Kalke umfassen in diesem Profil die Schichten Nrn. 1—4, die nach oben ohne scharfe Grenze in die Unteren Schiefer und Breccien übergehen.

Lithologisch lassen sich die Unteren Kalke nach den beiden Profilen unterteilen in eine untere, wohlgebankte Gruppe dichter Kalke mit Echinodermenresten und in eine obere, schlecht gebankte Gruppe von Spongien-Echinodermenkalken, die gegen oben verschiefen. In dem morphologisch sonst wenig gegliederten Profil der Breccien-Schichtreihe bilden diese Kalke als Ausnahme oft kleine Felswändchen und Felsköpfe mit gut feststellbarem Schichtverlauf.

Die Mächtigkeit der Unteren Kalke beträgt auf der Scheitellinie der Hornfluh zwischen Hühnerspiel und Gantlauenengrat 35—40 m. Faltung und Verstellung durch Brüche täuschen aber oft eine grössere Mächtigkeit vor (z. B. am Osthang zwischen Hühnerspiel und Horntauben, Taf. II, Profil Nr. 10). Nach NE und nach SW werden sie rasch weniger mächtig. Im Riedbach bei St. Stephan sind sie ganz verschiefert. Im Gfell, südwestlich der Hornfluh, findet man sie nur noch in Spuren. In den anschliessenden Gebieten östlich der Simme und westlich der Saane wie auch in den nördlicheren Falten der Breccien-Decke werden sie von JACCARD nur noch als kalkige Partien der Unteren Schiefer erwähnt (51, S. 56).

## 2. Fossilien und Alter

Die Fossilien, die uns dieses Niveau liefert, sind — wie durchwegs in der Breccien-Serie — spärlich und schlecht erhalten. JACCARD (51, S. 56) fand darin am Westhang des Kaltenbrunnentales

*Pentacrinus tuberculatus* MILLER.

Stielglieder von *Pentacrinus tuberculatus*? konnten auch noch gefunden werden am Nordhang des Hühnerspiels (H. 223 a, b, c) und im Kessel zwischen Hühnerspiel und Horntauben (H. 221, 1; 218). Bruchstücke und Querschnitte von unbestimmbaren Belemniten fanden sich am Gantlauenengrat (H. 710) auf 1880 bei Ober-Kaltenbrunnen, westlich der Horntauben (H. 14) und am Hühnerspiel (H. 221, 2; 679). Dem Alter nach gehören die Unteren Kalke also dem Unteren Lias (Sinémurien) an.

## 3. Zusammenfassung

Im zentralen und südöstlichen Teil der Hornfluh folgen über dem Rhät dunkle, unterliasische Kalke. Sie sind durchschnittlich 35—40 m mächtig und enthalten bald vereinzelte Echinodermensplitter, bald richtige Trochitenbänke; sie gehen nach oben allmählich in feinbrecciöse, zum Teil kalkige Schiefer über. Sie entsprechen den kalkigen Partien in den Unteren Schiefen in den angrenzenden Gebieten und im Chablais.

### c) Untere Schiefer

(Oberer Lias)

Die Unteren Schiefer, die im Chablais eine Mächtigkeit von 500—1000 m aufweisen, sind dort, wo sie auf den Unteren Kalken liegen, nur 25—35 m mächtig und bilden die schiefrige Übergangsserie in die Untere Breccie. Diese letztere ist in den unteren Partien noch wesentlich schiefriger ausgebildet als in der oberen Hälfte und mit weniger mächtigen Breccienbänken durchsetzt; wir legen aber die Untergrenze der Unteren Breccie an die Stelle, wo die ersten groben Breccienbänke sich finden, denn diese lassen sich auch in schlecht aufgeschlossenem und stark überwachsenem Gebiet gut erkennen. Bei F. JACCARD (51) wurde die Grenze in der Karte und auf den Profilen meistens etwas höher oben gelegt, ohne aber einem bestimmten Niveau zu folgen.

### 1. Detailprofil

a) Riedbach bei St. Stephan (Anschluss an das Detailprofil S. 8).

Die unter 7 beschriebenen Sedimente gehen allmählich ohne scharfe Grenze über in

8. 10 m Wechsellagerung von  
    grauen, dichten bis feinkörnigen Spongien-Kalken (H. 770) mit  
    zähen, feinen Kalk-Dolomit-Breccien mit einzelnen Echinodermensplittern (H. 771) und  
    schwach kieseligen Feinbreccien (H. 772), in Bänken von 2—10 cm zwischen mergeligen Tonschiefen.  
    Ohne deutliche Grenze folgen
9. 50 m feinbrecciöse Kalkschiefer (H. 773, 776, 777), reich an feinen dolomitischen, gelb anwitternden Körnern,  
    in Plättchen von 0,5—7 cm, mit kieseligen Feinbreccien (H. 778) in schwarzen und grauen Tonschiefen  
    (H. 775).

10. ca. 130 m schwarzgraue Ton- und Mergelschiefer mit einzelnen Bänken bis zu 10 cm von feinbrecciösen Kalken mit Echinodermenresten. Die Tonschieferreihe ist am südlichen Grabenrand aufgeschlossen bis auf 1190 m; auf 1200 m tritt sie im Graben des Hauptbaches (es ist dies der nördliche oberhalb der Verzweigung) wieder auf.
11. 40 m wie 10. Oberhalb 1250 m werden aber die eingelagerten Feinbreccien und Echinodermenkalke, die bis hier in unregelmässigen Linsen und Lagen auftraten, wieder gut gebankt (bis 15 cm) und sind getrennt durch schwarze Tonschiefer. Darin auf 1260 m kleine Falte.
12. 0,5 m Kalk-Dolomit-Breccien-Bank auf 1270 m.
13. 12 m wie 11.
14. 10 m feine Kalk-Dolomit- und Echinodermen-Breccien in Bänken von 0,3—1 m mit leichtem «Graded bedding»: Untere Breccie.

Diese Schichtreihe der Unteren Schiefer (Nrn. 9—11) stellt im Hornfluhgebiet — wegen des Fehlens der kompakten Unteren Kalke — eine Ausnahme dar; sie zeigt aber grosse Übereinstimmung mit den Unteren Schiefern im Chablais und in der Rübli-Gummfluh-Kette. Die kalkigen Schichten 8 und 9 stellen wohl eine stark verschieferte Fazies der Unteren Kalke des zentralen und südlichen Gebietes dar. Ein Übergang von der einen in die andere Fazies ist aber nirgends aufgeschlossen, da der ganze Westabhang des Gantlauenengrates von Bleiken über Gantlauenen bis zum P. 2015 durch Gehängeschutt und Moräne überdeckt ist.

#### b) Gantlauenengrat.

An die auf S. 10 unter 8 beschriebenen Kalke und Schiefer schliesst sich nach oben eine undeutlich begrenzte Übergangsserie an. Es sind dies etwa 15 m zum Teil feinbrecciöse Mergelschiefer mit einigen seitlich auskeilenden Bänken von feinen Kalk-Dolomit-Breccien und Echinodermenbreccien bis 20 cm Mächtigkeit. Darin fanden sich einige schlecht erhaltene Belemnitenrümmer. Die Übergangsschicht liegt auf dem Grat auf 2030 m Höhe am Südende der horizontalen Partie zwischen 2020 und 2040 m.

Darüber folgt eine stark wechselnde Serie von 35 m mit den ersten unregelmässigen und auskeilenden groben Kalk-Dolomit-Breccien, die ich schon zur Unteren Breccie zähle.

#### c) Osthang Horntauben.

Die Beschreibung der Unteren Schiefer wurde schon im Horntaubenprofil der Unteren Kalke (S. 8) gegeben. Es sind die Schichten 5 *a*, *b* und *c*.

### 2. Fossilien und Alter

Ausser einigen Belemniten vom Gantlauenengrat und vom Nordosthang des Hühnerspiels liessen sich nur unbestimmbare Spuren von Fossilien nachweisen.

H. SCHARDT (114) fand im angrenzenden Gebiet der Rübli-Gummfluh-Kette in einem losen Block eine Brachiopoden- und Lamellibranchienfauna des Sinémurien. Das Fehlen der Unteren Kalke, die in der Hornfluh diese Stufe vertreten, zeigt, dass die Kalke dort durch die schon früher eintretende Verschieferung verdrängt werden. Die untere Grenze der Unteren Schiefer im Hornfluhgebiet fällt demnach wohl mit dem Beginn des Oberen Lias (Pliensbachien) zusammen. Ob die obere Grenze zugleich auch die Grenze Lias-Dogger ist, wie dies SCHROEDER (118, S. 28) annimmt, kann paläontologisch nicht nachgewiesen werden. Faziell ist es wohl möglich, dass mit dem Auftreten der durchgehenden brecciösen Facies im unteren Teil der Unteren Breccie der Dogger beginnt.

### 3. Zusammenfassung

Die Unteren Schiefer bestehen in der Hauptsache aus tonigen und mergeligen Schiefern mit darin eingelagerten feinen Breccien und Echinodermenkalken. Sie gehen durch Verschieferung aus den Unteren Kalken hervor und zeigen einen sukzessiven Übergang in die Untere Breccie durch Anreicherung und Vergrößerung der Breccienbänke im oberen Teil. Sie haben, wo sie auf den Unteren Kalken liegen, eine durchschnittliche Mächtigkeit von 25—35 m. Ihrem Alter nach sind sie liasisch (jünger als Sinémurien).

Nordöstlich des Gantlauenengrates (wie auch im westlichen Nachbargebiet der Rübli-Gummfluh) sind sie bis 220 m mächtig und beginnen schon im Unteren Lias mit kalkigen Schiefern, denen mergelige Tonschiefer folgen. Die obere Grenze ist dort (Profil *a*, Nrn. 13/14, S. 12) sehr deutlich.

## d) Untere Breccie

(Oberer Lias-Dogger)

W. J. SCHROEDER (118) gab 1939 eine ausgezeichnete Beschreibung und eine Anzahl von Detailprofilen der Unteren Breccie, der hier nur einige Beobachtungen angeschlossen werden, da die Ausbildung der Breccie in meinem Untersuchungsgebiet weitgehend mit derjenigen des Chablais übereinstimmt. Wir betrachten daher diesen charakteristischen Horizont nur anhand einiger Profilausschnitte.

### 1. Komponenten der Unteren Breccie

- a) Weisser Triasquarzit in kleinen Körnern.
- b) Triasdolomit:
  - feinkörnig bis kryptokristallin: blaugrau-dunkelgrau-hellgrau-weisslich, hellgrau bis gelb anwitternd;
  - zuckerkörnig: hellgrau bis weiss.
- c) Blaugrauer bis schwarzer dolomitischer Kalk und Dolomit aus oberer Trias und Rhät.
- d) Rhätlumachellen.
- e) Lias-Kalke: dunkel blaugrau bis hellgrau,
  - feinkörnig bis dicht mit einzelnen Echinodermenresten,
  - Echinodermen-Spongien-Kalke mit viel Spongiennadeln.
- f) Breccien:
  - Feinbrecciöse Kalke und feine Kalk-Dolomit-Breccien,
  - Kalk-Dolomit-Breccien mit Komponenten bis 1 cm,
  - kieselige feine Kalk-Dolomit-Breccien mit herauswitternden Silexbändern,
  - Echinodermenbreccien.
- g) Mergelschiefer (selten).

Wir finden demnach in den Komponenten der Unteren Breccie mit Ausnahme der weichsten Tonschiefer die ganze Schichtreihe der Breccien-Decke wieder. Komponenten anderer Faziesgebiete wie auch kristalline Bestandteile fehlen.

### 2. Breccien-Typen

Zwei Typen von Breccien lassen sich in der mächtigen Serie der Unteren Breccie unterscheiden:

#### a) Feine bis mikrobrecciöse Kalk-Dolomit- und Echinodermen-Breccien.

In einer Grundmasse von graublauem, leicht bituminösem, dichtem bis feinkörnigem Kalk sind neben Echinodermensplittern feine eckige bis schwach gerollte Körner von hellem, gelb verwittertem Dolomit eingeschlossen. Die Korngrösse ist durchschnittlich  $\frac{1}{2}$ —3 mm, zeigt aber Übergänge zu groben Breccien, dies vor allem innerhalb der Bänke mit schwachem «graded bedding», d. h. Bänke, deren Korngrösse an der Basis der Bank am grössten ist und gegen oben allmählich abnimmt (3, 4). Die feinen Breccien können in reine Echinodermenbreccien übergehen und Bänke von feinkörnigen Kalken und hellen Kiesel-Feinbreccien enthalten. Letztere, in feinkörnigen Lagen bis zu 8 cm den Breccien eingelagert, sind gegen die Verwitterung widerstandsfähiger als ihre Umgebung und wittern als Rippen aus dem Gestein heraus.

In den unteren drei Vierteln der Unteren Breccie bilden diese feinen echinodermenreichen Breccien in Bänken von 0,3—1,5 m die Hauptmasse des Gesteins, treten aber im obersten Viertel hinter den groben Breccienbänken zurück.

#### b) Grobe Kalk-Dolomit-Breccien.

In diesen konnten die oben aufgezählten Komponenten beobachtet werden, die — im Gegensatz zu den feinen Breccien — durch wenig, meist nicht sichtbares Bindemittel verkittet sind und dicht aneinanderliegen. Als häufige Komponenten kommen hier noch Breccienblöcke vom Typus *a* vor, die einen Durchmesser von 1 m erreichen können. Über den Zusammenhang von feinbrecciösen Bänken und ebensolchen Komponenten in der groben Breccie soll im Abschnitt über die Entstehung der Breccien noch gesprochen werden.

Im unteren Teil der Unteren Breccie findet man die groben Breccien in einzelnen Bänken von höchstens 3 m, die oft sehr gutes «graded bedding» zeigen und deren Korngrösse von Faustgrösse bis zur Breccie vom Typ *a* abnimmt, was SCHROEDER (118) auch schon im Chablais beobachtet hat. Als Abschluss einer solchen Bank findet sich auch im Hornfluhgebiet nicht selten eine Bank von kieseliger Feinbreccie oder Echinodermenbreccie (118, S. 20). Im obersten Viertel überwiegen die groben Breccien

stark in der Schichtreihe und bilden dort die orographisch stark hervortretenden Gipfel der Hornfluh, Saanerslochfluh und des Gantlauenengrates (Rinderberg).

### 3. Detailprofile

Anhand von drei Detailprofilen sollen die oben erwähnten Verhältnisse des unteren und oberen Teils der Breccie noch näher erläutert werden. Die Profile im Riedbach und am Gantlauenengrat gehen durch die untersten Schichten, das von der Hornfluh durch die obersten.

#### a) Riedbach bei St. Stephan.

Über dem auf S. 11 beschriebenen Profil durch die Unteren Schiefer folgt auf 1280 m:

- 14. 12 m schwach bituminöse, graublaue Feinbreccien und Echinodermenbreccien (H. 613) in Bänken von 0,3—1 m, mit leichtem «graded bedding» (jeweils an der Basis einige Zentimeter von gröberer Körnung, die in Feinbreccien übergehen).
- 15. 2 m Bank grober Breccie mit «graded bedding». Auf der oberen Schichtfläche tritt der Riedbach in einer schönen Schichtquelle aus. Der obere, steile Teil der Runse führt nur bei Gewittern und Regenwetter Wasser.
- 16. 10 m wie 14. «Graded bedding» weniger sichtbar.
- 17. 0,5 m Echinodermenkalke in Bänken von 5—10 cm.
- 18. 8 m grobe Breccie in Bänken von 0,5—1 m.
- 19. 40 m wie 14; jedoch schlecht gebankt. Größere Breccien darin an der Basis von feinbrecciösen Bänken.
- 20. 30 m wie 14. Wieder gut gebankt mit «graded bedding». Darüber folgt die Alp der Flühweid, wo nur Bänke grober Breccie anstehen.

Wie dies in den ausführlichen Detailprofilen von SCHROEDER aus dem Chablais (118, S. 22, 25) dargestellt ist, wird auch im Hornfluhgebiet die normale Sedimentation feiner Kalk-Dolomit- und Echinodermen-Breccien mehrfach durch Bänke grober Breccien unterbrochen.

#### b) Gantlauenengrat.

1. Der Übergang von den Unteren Schiefen zur Unteren Breccie ist hier viel undeutlicher als im Riedbach. Die untersten, seitlich auskeilenden und unregelmässigen Bänke grober Breccie bis zu 1,5 m über den Unteren Schiefen (siehe S. 12) finden sich in einer stark wechselnden Serie von 35—40 m im Verband mit feinen Breccien, kieseligen Kalken und Feinbreccien (H. 214, 215), Echinodermenkalken und -breccien, Mergelkalken und dunkeln Tonschiefen. Es fanden sich darin Bruchstücke von Belemniten. In flacher Lagerung gehen diese Schichten bis in die kleine Senke 350 m südlich P. 2078,7.

2. Die nächsten 40 m werden durch eine Serie dunkler, braun angewitterter Tonschiefer eingenommen. Im unteren Teil sind darin reichlich Plättchen und dünne Bänke (von 2—7 cm) von braunen Feinbreccien und hellen, gut herauswitternden feinbrecciösen Silexsschichten eingelagert (H. 211, 213). Als Linsen trifft man darin von unten bis oben bituminöse Echinodermenbreccien und gröbere Breccien (H. 212).

3. Auf 2040 m setzt dann mit einer 2 m mächtigen Bank grober Breccie die Wechsellagerung feiner und grober Breccien und Echinodermenbreccien ein, wie wir sie im Riedbach gefunden haben.

Mit einem gewissen Recht zieht JACCARD (51, S. 56 und Karte) die untere Grenze der Breccie zwischen 2 und 3, denn die Horizonte 1 und 2 zeigen eine grosse Ähnlichkeit mit den Unteren Schiefen des Chablais. Wenn wir den Horizonten 1 und 2 aber nach Westen ins Kaltenbrunnental folgen, so sieht man, dass sie immer reicher an Breccien werden. Ein Vergleich der Profile durch die Unteren Schiefer ergibt, dass sich diese von NE nach SW stark reduzieren, so dass man annehmen muss, die psephitische Fazies der Unteren Breccie habe im SW früher eingesetzt als im NE. Wir haben daher am Gantlauenengrat in den Horizonten 1 und 2 eine Übergangsfazies, die das Übergreifen der Breccie auf die Unteren Schiefer darstellt.

#### c) Hornfluh.

Ein Profil durch den Osthang der Hornfluh vom Südfuss der Fluh bis auf den kleinen Sattel nördlich davon führt uns durch die obersten 80 m der Unteren Breccie, die hier mit durchschnittlich 45° nach NW einfällt. Die Schichtreihe ist von unten nach oben:

- 1. 10 m massige Breccie (H. 177 a, b) in schlechten Bänken bis 1,5 m, mit «graded bedding» von grober bis zu feiner, schwach bituminöser Breccie.
- 2. 2—3 m bituminöse Feinbreccie und Echinodermenbreccie (H. 178 a, b). Bildet den kleinen Sattel zwischen dem Felsvorsprung südlich der Hornfluh und dem Gipfel.
- 3. 10 m massige Breccie mit Wechsellagerung grober und feiner Breccie. Korngrösse bis 1 m. Hauptbestandteil der groben Breccie: Primär aufgearbeitete Feinbreccie der unterliegenden Schichten.

4. 1 m feinbrecciöse bis mergelige Bank.
5. 8 m massige Bank wie 3 (H. 179, 182).
6. 30 m Feinbreccie, Echinodermenbreccie in Bänken bis 1 m, mit lokal eingelagerten Mergelschiefern (H. 180) und kieseligen Lagen (H. 181).
7. 10 m schlecht aufgeschlossene massige Breccie wie 3.
8. 15 m grobe, dolomitreiche Breccie (H. 175, 176, 183) in unregelmässigen Bänken. Typische gelbbraune Anwitterung. Es ist dies die oberste aufgeschlossene Bank; der Kontakt mit den hangenden Tonschiefern ist an der Hornfluh nicht sichtbar.

Die oberste Serie der Unteren Breccie ist gekennzeichnet durch massige Bänke mit Einlagerungen von zum Teil sehr groben Breccien. Diese Ausbildung ist durchgehend vorhanden. Die morphologische Bedeutung dieser resistenten Bänke wurde schon oben erwähnt.

Wir haben gesehen, dass die untere Grenze der Unteren Breccie, d. h. das Einsetzen grober Breccien in den Unteren Schiefer, nicht immer scharf gezogen werden kann, da seitliche Übergänge vom einen ins andere Niveau bekannt sind. Die obere Grenze dagegen ist lithologisch deutlich gekennzeichnet. Die grobe, dolomitreiche Breccie der obersten Bank wird unmittelbar überlagert durch braune, kieselige Tonschiefer. Die Grenze ist sichtbar im Bach westlich des Gantlauenengrates (350 m westlich P. 1892), wie auch auf der Ostseite des Grates am Rinderberg.

#### 4. Mächtigkeit

Im NW, in der Flühweid, beträgt die Mächtigkeit der Unteren Breccie 550 m. Sie nimmt gegen SW ab, zuerst langsam (Gantlauenengrat 500 m), dann vom rechten zum linken Hang des Kaltenbrunnentals in einem Sprung von 450 m auf 220 m. Südwestlich der Saanerslochfluh nimmt sie aber wieder zu auf 350 m in der Hornfluh, keilt dann aber, tektonisch ausgequetscht, bis zum Turbach vollständig aus (siehe auch S. 49).

Obschon tektonische Vorgänge während der alpinen Faltung durch Zerrung und Stauung die Mächtigkeiten beeinflussen können, scheint doch die Mächtigkeit schon im Mittelteil primär geringer gewesen zu sein als an den beiden Flügeln; im Nordteil ist sie am grössten. Von welcher Richtung diese stärkere Schüttung gekommen ist, kann in der Hornfluh nicht beurteilt werden, da man die Breccie nur im Längsprofil auf eine längere Strecke untersuchen kann. Eine Untersuchung östlich der Simme wird hierüber näheren Aufschluss geben können.

#### 5. Alter

Einige unbestimmbare Belemnitenröhrchen und eine Muschelbreccie mit mytilusähnlichen Lamelli-branchiern sind — neben den Echinodermenbreccien — die einzigen Fossilreste, die die Untere Breccie geliefert hat (erstere am Gantlauenengrat, die Muscheln auf der Flühweid, nordwestlich P. 1452,1 H. 758).

LUGEON (71) stellte die Untere Breccie versuchsweise in den Dogger mit Beginn im Oberen Lias. Bis heute konnte eine genauere Altersbestimmung anhand von Fossilien nicht vorgenommen werden.

#### 6. Entstehung

Die grosse flächenhafte Ausdehnung, die Mächtigkeit bis zu 1500 m (Chablais), die gute Bankung mit eingelagerten groben Breccienbänken mit oft gut ausgebildetem «graded bedding» und die Art und Zahl der Komponenten sind im grossen die Charaktereigenschaften des Breccienkomplexes, denen in einem Versuch, ihre Entstehung zu erklären, Rechnung getragen werden muss.

Zu den genannten Eigenschaften tritt noch ein weiteres Merkmal hinzu, das in der Hornfluh deutlich zum Ausdruck kommt. Im Abschnitt über die Breccientypen wurde schon erwähnt, dass in den groben Breccien (Typ *b*) sehr häufig als Komponenten Feinbreccien vom Typ *a* vorkommen. Es lag daher die Frage auf der Hand, ob es sich bei diesen Komponenten nicht um eine direkte Aufarbeitung der liegenden Feinbreccien handeln könnte. Die Bestätigung fand sich in einem Aufschluss am Osthang des Gantlauenengrates: Am unteren Rande des Felshangs, 250 m östlich P. 2078,7, konnte beobachtet werden, wie eine durchgehende Bank von Feinbreccie mit herausgewitterten, kieseligen Lagen gegen N nach einigen Metern zerbricht und sich in schiefgestellten Brocken als Komponenten in einem feinbrecciösen Kalk mit Echinodermen fortsetzt.

Dieses Phänomen ist, obschon es meines Wissens in der Breccien-Decke noch nie beobachtet werden konnte, an sich nichts Neues. Im Arlbergdolomit (Ladinien) und im Hauptdolomit (Norien) sind schon lange seitliche Übergänge von gutgebanktem Dolomit in dolomitische Breccien bekannt. HAMMER (43, S. 148) nannte solche Breccien im Ortlerdolomit «Sedimentationsbreccien», A. SPITZ und G. DYHRENFURTH (119, S. 99) bezeichneten sie im Wettersteindolomit als «Primärbreccien». In Mittelbünden beschreiben sie BRAUCHLI (14, S. 19) und EUGSTER (25, S. 32, 36) in der Silvretta-Decke, OTT (87, S. 61, 66) in der Aela-Decke. In der neuen Literatur finden wir für ähnliche Ablagerungen die Namen «Penecontemporaneous Breccia» (REYNOLDS, 99) oder «intrasedimentäre Breccie» (LEUCHS, 62).

Die Untere Breccie der Hornfluh ist demnach, gemäss der neueren Systematik der Sedimentgesteine, einzureihen in die Sedimentbreccien (L. CAYEUX, 21, S. 144. «Brèches sédimentaires» = alle als echtes Sediment abgelagerter Breccien, im Gegensatz zu den tektonischen Breccien). Da sie aber als Komponenten nicht nur Fremdmaterial (Trias, Lias), sondern auch aufgearbeitetes sedimenteigenes Material besitzt, bildet sie eine Mischform zwischen den von LEUCHS (62) aufgestellten Gruppen der Schwemmbreccien («Talus-and Torrent-breccias» von REYNOLDS, 99) und der intrasedimentären Breccien (REYNOLDS' «Penecontemporaneous Breccias»).

Fast alle Autoren, die sich mit der Breccien-Decke beschäftigten, suchten die Entstehung der Breccien durch eine Hypothese zu erklären. Der beste und heute noch weitgehend gültige Versuch einer Entstehungstheorie stammt von M. LUGEON (71). Nach dieser Arbeit soll das klastische Material, von einem Felsabsturz abbrechend, an einer Steilküste abgelagert worden sein, ohne dass der Wellenschlag am Ufer Zeit hatte, die Komponenten abzurollen. Das Rückland wäre dabei als embryonale Decke fortwährend nachgestossen und hätte so das Material für die grosse Mächtigkeit liefern können. SCHROEDER (118) erklärt das «graded bedding» der Bänke durch Erdbebenstösse, die periodisch die Felsküste abbrechen liessen, das Material wäre dabei durch eine Sturzflut ins Meer hinausgetragen worden und dort der Schwere nach abgesunken und als «graded bed» abgelagert worden.

Damit, dass aber ein Teil der Unteren Breccie intrasedimentär oder primär (SPITZ und DYHRENFURTH, 119) aufzufassen ist, können wir auch ihre Bildung noch näher erfassen. Die Entstehung solcher Breccien wird von ARN. HEIM in seiner Arbeit über submarine Denudation (48, S. 37) als eine Folge von Exesion oder Dissolution, Solifluktion, Erdbebenerschütterungen oder submarin-tektonischen Bewegungen erklärt. SPITZ und DYHRENFURTH (119, S. 100) erwähnen auch noch die Entstehung als modifizierte Transgressionsbildung bei langsam fortschreitender positiver Strandverschiebung. Ich glaube annehmen zu müssen, dass es sich in unserem Falle um tektonische Bewegungen handelt, die die maximale Böschung überschreiten liessen, worauf als Folge durch Rutschungen, Zerreissung und Stauchung die jüngsten, schon erhärteten Schichten zerstört und als Komponenten im hangenden Gestein eingebettet wurden. Vermutlich dieselben Bewegungen störten das Abtragungsgleichgewicht an der die übrigen Komponenten liefernden Küste, so dass eine Schüttung grober Komponenten folgte, die sich dann mit den am Grund aufgearbeiteten mischten. Dadurch entstand eine der periodisch auftretenden, groben Breccienbänke. Ob diese tektonischen Bewegungen sich in Erdbebenstössen oder in beschleunigten Hebungen und Vorstössen der Küste äusserten, ist schwer zu beurteilen. Der grossen Ausdehnung der Bänke und der enormen Materiallieferungen wegen, die dabei zustande kommen mussten, möchte ich der zweiten Deutung den Vorzug geben.

Was nun die Ablagerung als «graded bedding» anbelangt, so scheint mir doch die Zurückführung der Bildung einer solchen Bank auf einen einzigen Erdbebenstoss nicht gut möglich zu sein (SCHROEDER, 118, S. 60). Der Umstand, dass die Bänke mit «graded bedding» 1 m und mehr Mächtigkeit annehmen, dass die Komponenten sich nur in gröberen Breccien berühren und das Bindemittel (bituminöser Kalk und Echinodermenkalk) innerhalb einer Bank nach oben immer mehr an Bedeutung gewinnt, indem die kleiner werdenden Komponenten darin schwimmen, lässt auf eine längere Ablagerungszeit schliessen, als sie für das Absinken der durch eine einzige Erbebensturzflut in das Meer hinausgetragenen Trümmer nötig wäre. Vielmehr möchte ich auch diese Ablagerungsart mit tektonischen Bewegungen des Grundes und der Küste in Beziehung bringen. Wie bei den groben Breccien (und zum Teil beginnen ja die «graded beds» mit solchen) nehme ich an, dass durch Hebung und Vorstoss der Küste der Untergrund steilgestellt wird und dadurch grobes Material in grosse Tiefen gelangen kann. In der darauffolgenden Ruhezeit (möglicherweise auch Senkung) wird das Gleichgewicht an der Küste wieder hergestellt. Dadurch wird die

Korngrösse sukzessive kleiner, die Ablagerung ruhiger bis zur Bildung von Echinodermenbreccien und Silexfinebreccien. Durch häufige Wiederholung dieses Vorganges entsteht eine direkte «tektonische Bankung» (BRINKMANN, 15, S. 205).

## 7. Zusammenfassung

Die Untere Breccie wird durch eine 250—500 m mächtige Serie feiner Kalk-Dolomit-Breccien und Echinodermenbreccien im Wechsel mit groben Kalk-Dolomit-Breccien gebildet. Sie ist zum Teil intra-sedimentär submarin gebildet, zum grösseren Teil eine echte Schwemmbreccie mit Lias- und Trias-Komponenten der Breccien-Decke. Dem Alter nach ist sie in den Oberen Lias und in den Dogger zu stellen. Im mesozoischen Teil der Schichtreihe bildet sie den mächtigsten und widerstandsfähigsten Teil der Breccien-Decke in der Hornfluh. Die untere Grenze gegen die Unteren Schiefer ist meist nicht scharf abgezeichnet, die obere gegen die darüber folgenden, unmittelbar einsetzenden Tonschiefer dagegen sehr deutlich.

### e) Tonschiefer («Schistes ardoisiers»)

(Callovien-Unterer Malm?)

JACCARD (51, S. 58) nannte das zwischen Unterer und Oberer Breccie liegende Niveau schwarzer, brauner und rotgrüner Ton- und Kieselschiefer in Analogie zu dem von LUGEON (71, S. 72) aus dem Chablais beschriebenen Horizont «Schistes ardoisiers». Die Übersetzung in «Dachschiefer» scheint mir für das Hornfluhgebiet nicht zuzutreffen, da diese weichen und durch die Verwitterung leicht zerfallenden Schiefer im ganzen Gebiet nirgends zu diesem Zwecke abgebaut werden. Ich werde daher für die ganze Serie den Sammelnamen Tonschiefer benutzen.

Die Tonschiefer sind im Hornfluhgebiet durchgehend vorhanden, zeigen aber in ihrer Mächtigkeit eine grosse Variabilität. Tektonische Ausquetschung und Anhäufung spielen bei der heutigen Verteilung eine wichtige Rolle, und es lässt sich daher auch kein Typprofil aufstellen. Zudem sind die im Gelände als quellenreiche Mulden und Einsattelungen abgezeichneten weichen Sedimente meistens stark überwachsen und schlecht aufgeschlossen.

#### 1. Detailprofile

##### a) Nordausläufer Saanerslochfluh.

Auf dem schwach ausgeprägten Sattel im N der Saanerslochfluh, über den der Weg von Unter Läger (Hornberg) nach der Alp Saanersloch führt (siehe JACCARD, 51, Fig. 4, S. 95), kann am Osthang das folgende Sammelprofil aufgenommen werden. Von unten nach oben:

1. 25 m Die Grenze Untere Breccie-Tonschiefer ist nicht aufgeschlossen. graubraune Tonschiefer, schwach kieselig, ohne Kalk, mit wenig Glimmer auf den Schichtflächen, durch die Verwitterung blättrig zerfallend (H. 69, 70), auf 1810 m darin ein Brunnen.
2. 0,1 m Feinbreccie mit viel Quarz und Glimmer (H. 73), stark verwittert, nur an einer Stelle in der Mitte des Hanges sichtbar.
3. ca. 10 m graubläuliche Ton- und Kieselschiefer (H. 71, 72). Nach oben übergehend in
4. ca. 40 m olivgrüne Tonschiefer, schwach kieselig (H. 74). Darin in Spuren rote Tonschiefer. Nach oben setzen in diesen grünlichen Schiefen Bänke von feinen Kalk-Dolomit-Breccien ein; die Tonschieferzwischenlagen werden allmählich abgelöst durch feinbrecciöse Kalk- und Kieselschiefer; die Serie geht ohne scharfe Grenze in die Obere Breccie über. Gesamtmächtigkeit der Tonschiefer ca. 110 m.

##### b) Nordausläufer Hornfluh.

Auf der Terrasse nördlich der Hornfluh ist eine ähnliche Serie von ca. 220 m sichtbar. Sie ist, wenn auch sehr unvollständig, am besten aufgeschlossen am oberen Rande des Osthangs dieses Ausläufers. Von unten nach oben:

1. ca. 30 m Über dem ebenfalls nicht sichtbaren Übergang von Unterer Breccie in Tonschiefer folgen: braungraue Tonschiefer, schlecht aufgeschlossen; darin Brunnen.
2. 4 m schwarze Tonschiefer.
3. 80 m graubraune, glimmerführende Kieselschiefer, gelbbraun angewittert. Im oberen Teil ein guter Aufschluss (H. 79).
4. 60 m ähnliche graue Tonschiefer, schwach sandig und glimmerführend. Darin schlecht aufgeschlossene Mikrobreccienbank. Übergehend in

5. 50 m bläuliche und graugrüne Kieselschiefer. Wenig gute Aufschlüsse (H. 81). Nach einem guten Aufschluss nahe des oberen Hangrandes folgen:
6. 0,7 m hellgraue Tonschiefer.
7. 0,2 m feine Kalk-Dolomit-Quarz-Breccie.
8. 2 m helle, graubraune Tonschiefer.
9. 0,6 m Feinbreccie mit «graded bedding». Im oberen Teil als glimmerführende Mikrobreccie ausgebildet (H. 82).
10. 1,1 m olivgrüne Tonschiefer.
11. 0,5 m Feinbreccie und sandige Kalkschiefer.
12. 0,4 m graue Tonschiefer.
13. 2,5 m Feinbreccie.
14. 0,9 m rote Tonschiefer (H. 83).
15. 1,4 m Feinbreccie und mikrobrecciöser Kalk.
16. In der Folge werden die zwischen den Breccienbänken liegenden Schiefer mehr und mehr verdrängt durch feinbrecciöse und sandige Kalke. Nach 3 m schlecht aufgeschlossenen Schiefen kommt
17. 0,55 m Bank grober Kalk-Dolomit-Breccie mit Komponenten bis zu 3 cm, mit «graded bedding», die schon zur Oberen Breccie gezählt werden kann (H. 85—88).

Der Übergang von den Tonschiefern zur Oberen Breccie geschieht — wie im ersten Profil — auch hier durch langsame Anreicherung von feinen Breccienbänken und feinbrecciösen Kalken im oberen Teil der Tonschiefer. Das Auftreten einer ersten groben Breccienbank wurde als Grenze angenommen.

c) Untere und obere Grenze der Tonschiefer am Osthang des Kaltenbrunnentals.

Die einzige Stelle, an der obere und untere Grenze der Tonschiefer gut aufgeschlossen sind, befindet sich in der Bachrunse westlich P. 1892 am Osthang des Kaltenbrunnentals zwischen 1630 und 1690 m. Die auf 1640 m im Bachlauf noch 40 m mächtigen Tonschiefer nehmen oberhalb 1660 m rasch ab und reduzieren sich, wahrscheinlich tektonisch ausgequetscht, auf 0 m. Auf 1690 m berühren sich die Untere und die Obere Breccie. Die oberste Bank der Unteren Breccie wird gegen oben zwischen den Dolomit- und Kalkkomponenten (körnige bis dichte Dolomite, dichte, feinbrecciöse und onkoidische Kalke, wenig Quarz) stark von schwarzen Tonschieferschlieren und Häuten durchsetzt und endet in einer welligen Oberfläche (H. und D. 367, 448). An Stelle der schwarzen Tonschiefer, die weiter bachabwärts darüber folgen, liegen hier feinbrecciöse Kalke und feine Breccien der Oberen Breccie direkt auf der Unteren Breccie. Die körnigen Kalke enthalten reichlich Quarzkörner, zum Teil gut gerollt, vereinzelt Quarzit, dichte bis feinkörnige Kalkkörner und wenig Muskowit in einer mikrokristallinen kalkigen Grundmasse (H. und D. 449). Auch die Feinbreccien zeigen teilweise gut gerollte Körner und haben als Komponenten Quarz, Quarzit, Dolomit, dichten, feinkörnigen, sandigen und onkoidischen Kalk, Tonschiefer, wenig Muskowit und grössere Chloritschüppchen (H. und D. 450).

Auf Höhe 1450 m kann man in den Tonschiefern, die in ihrem oberen Teil in der Runse nördlich des Baches gut aufgeschlossen sind, folgende Serie feststellen. Von unten nach oben:

1. 15—20 m schwarze, tektonisch verquetschte Tonschiefer (H. und D. 368) am rechten Bachrand. Kieselig, mit eingeschwemmten Quarzkörnern. Darin Linsen und unregelmässige Lagen von einigen Zentimeter härterer Kieselschiefer (H. und D. 369) mit vielen Radiolarien (in der Hauptsache Spumellarien, vereinzelt Nassellarien).
2. 30 m schlecht aufgeschlossene Ton- und Kieselschiefer, zum Teil graugrün. Zuoberst 3 m grüne Kieselschiefer (H. und D. 370, 1). Dicht. Die grünen Tonschüppchen sind eingebettet in einem Filz von Kieselmikrolithen.
3. 1,3 m schwarzgraue Kieselschiefer (H. und D. 370, 2). Nach oben seitlich übergehend in 0,05—0,1 m sandige Mikrobreccie (H. und D. 370, 3). Eckige Quarzkörner, Muskowit- und einige Chloritschüppchen in kieseliger Grundmasse. Kalkfrei.
4. 3,2 m graubraune Kieselschiefer mit winzigen Quarzkörnern (H. und D. 370, 3 a).
5. 0,15 m dichter Silex (H. und D. 370, 4), direkt überlagert von
6. 0,06 m Feinbreccie mit feinkörnigem Dolomit, dichten, onkoidischem Kalk, Echinodermenkalk, Quarz, Quarzit und Chloritschiefer mit Quarz und Chlorit. Polygen! Kalkig-kieseliges Bindemittel (H. und D. 370, 5 und 6).
7. 0,15 m schiefrige polygene Feinbreccie (H. und D. 370, 7), wie 6.
8. 0,3 m mikrobrecciöser Sandkalk (H. und D. 370, 8). Komponenten wie 6. Polygen. Mit Pyrit-«Nebeln».
9. 2,8 m dunkle Kieselschiefer, ähnlich 2.
10. 0,1 m kalkige Mikrobreccie (H. und D. 370, 9). Komponenten wie 6, jedoch weniger Quarz und kein kristallines Material.
11. 0,5 m Tonschiefer mit eingelagerten Plättchen von kalkigkieseliger Mikrobreccie (H. und D. 370, 10).
12. 0,9 m harter Sandkalk (H. und D. 370, 11), ähnlich 10.
13. 3 m dunkle Ton- und Kieselschiefer, wie 2.
14. 0,5 m sandkalkige Feinbreccie, ähnlich 10.
15. 0,8 m dunkle Tonschiefer, wie 2.

16. 8 m Wechsellagerung von kalkig-kieseliger Feinbreccie (H. und D. 370, 12), mit polygenen Komponenten (wie 6), mit schiefrigen, mikrobreciösen Sandkalken (H. und D. 370, 13), die auch noch Chlorit in Spuren enthalten; tektonisch leicht gestört. Die kristallinen Komponenten sind sehr untergeordnet. Darin eine erste Bank von 1 m Kalk-Dolomit-Breccie (H. und D. 370, 14) mit Korngrößen bis 1,5 cm. Im Schliff ist noch eine kleine Quarz-Chlorit-Schuppe sichtbar.

Mit der Serie 16 beginnt die Obere Breccie, die hier nicht weiter verfolgbare ist, da die Aufschlüsse zu mangelhaft werden. Kristallines Material, das hier an einziger Stelle in der Hornfluhserie der Breccien-Decke gefunden wurde (Flysch ausgenommen), konnte in den hangenden Schichten der Oberen Breccie nicht wieder angetroffen werden.

Zusammenfassend kann aus den Detailprofilen eine Schichtfolge erkannt werden, die mit schwarzen tonigen Kieselschiefern beginnt; diese führen in härteren Lagen Radiolarien und gehen in graugrüne bis olivgrüne Tonschiefer über, in denen wenig mächtige rote Schiefer auftreten können. Nach oben schalten sich in den Tonschiefern allmählich quarzreiche Feinbreccien ein, die bei zunehmendem Kalkgehalt ohne scharfe Grenze in die Sandkalke und Breccienbänke der Oberen Breccie überführen. Grüne kristalline Schiefer als kleine Komponenten können mit den von SCHROEDER (118, S. 29, 33) in den «Schistes ardoisiers» und der Oberen Breccie des Chablais gefundenen grünen Breccienelementen verglichen werden; SCHROEDER bringt sie mit vortriasischen Chlorit-Serizit-Schiefern des Perm im Briançonnais in Beziehung. Es könnte sich dabei aber auch um verschieferte Granite und Gneise des unter- und mittelostalpinen Altkristallins handeln, doch sind die Komponenten im Kaltenbrunnental zu klein, um endgültige Schlüsse ziehen zu können. Das die Breccienelemente liefernde Festland muss aber während der Ablagerung der Tonschiefer stellenweise bis unter die Trias abgetragen worden sein, so dass kristalline Komponenten in den Ablagerungsraum der Breccien-Decke gelangen konnten. Dasselbe muss sich während der Ober-Kreide zugetragen haben (siehe polygene Flyschbreccien S. 31); Radiolarienschiefer und -hornsteine sind in den «Schistes ardoisiers» im Chablais ebenfalls bekannt (76, 119).

## 2. Mächtigkeit

Wie schon in der Einleitung erwähnt wurde, wechselt die Mächtigkeit der Tonschiefer sehr stark. Im nordwestlichen Teil, d. h. an der Front der tauchenden Falte, ist sie durchwegs gering. An der Lochfluhweid, am Nordwestende der Hornfluhfalte, beträgt sie maximal 20 m, im unteren Kaltenbrunnental 15–20 m und am Ober Bort oberhalb Gstaad 30 m, bevor die Tonschiefer gegen den Turbach ganz abgequetscht werden.

Gegen SE, d. h. gegen die Gräte der Hornfluh, Saanerslochfluh und des Gantlauenengrates, nehmen die Tonschiefer an Mächtigkeit zu. Am Gantlauenengrat sind sie auf Kote 2000 m 50–60 m mächtig, am Nordfuss der Saanerslochfluh 110 m und nördlich der Hornfluh ca. 220 m. Zwischen dem Kaltenbrunnental und der Simme setzen sie zweimal ganz aus: Am Osthang des Kaltenbrunnentales auf 1690 m (weiter oben durch eine Schutthalde verdeckt) und nordöstlich des Gantlauenengrates zwischen dem Rinderberg und der oberen Lochfluhweid. Die primär hier etwa 20–30 m mächtigen Tonschiefer wurden an den beiden tektonisch analogen Stellen zwischen den starren Massen der Unteren und Oberen Breccie während der Faltung herausgepresst. Der starke Wechsel der Mächtigkeit von 0–200 m beruht sicher weitgehend auf tektonischer Anhäufung bzw. Ausquetschung.

## 3. Alter

Die Tonschiefer lieferten weder im Chablais noch in den Préalpes romandes bis dahin bestimmbare Leitfossilien. Ihre Stellung zwischen der Unteren Breccie, die bis in den Dogger reicht, und der Oberen Breccie, die mit einem Teil sicher den Oberen Malm vertritt, wie auch der lithologische Vergleich mit dem Helvetikum und dem Subbriançonnais und dem Briançonnais liessen LUGEON (71, S. 81) auf Callovien-Oxfordien und SCHROEDER (118, S. 32) auf Callovien-Lusitanien schliessen. Die Tonschiefer der Hornfluh liefern keine Anhaltspunkte, die gegen diese Annahmen sprechen.

## 4. Zusammenfassung

In der grobdetritischen Serie der Breccien-Decke schaltet sich während des Callovien bis zum Unteren Malm eine ruhiger sedimentierte Folge von schwarzen, graugrünen und roten Ton- und Kiesel-

schiefern mit Radiolarien ein, die im Nordteil des Hornfluhgebietes einige Meter mächtig ist und im zentralen Teil auf maximal 220 m anschwillt. Die Grenze zwischen der Unteren Breccie und den Tonschiefern ist meist scharf, diejenige gegen die Obere Breccie dagegen verwischt. Im obersten Teil schalten sich in die Tonschiefer erst quarzreiche, polygene Breccien ein, die nach oben an Kalkgehalt und Mächtigkeit zunehmen und in die feinbrecciösen Kalke und Breccien der Oberen Breccie übergehen.

Die im Vergleich zum Liegenden und Hangenden weichen Tonschiefer sind im Gelände gut als stark bewachsene leichte Depression erkennbar und bilden einen ausgesprochenen Quellhorizont.

Tektonisch spielten die Tonschiefer die Rolle eines Bewegungs- und Ausgleichshorizontes.

## f) Obere Breccie

(Malm, eventuell Untere Kreide)

Die kalkige Serie, die in allmählichem Übergang (siehe Detailprofil auf S. 18) auf die Tonschiefer folgt, soll entsprechend der Nomenklatur, wie sie LUGEON (71) für das Chablais aufgestellt hat, auch im Hornfluhgebiet Obere Breccie genannt werden, obschon brecciöse Ausbildung auf einige Bänke im unteren Teil beschränkt ist und diese nicht die Mächtigkeit und Korngrösse der Breccien im Chablais annimmt.

### 1. Lithologie

Die Hauptmasse der als Obere Breccie beschriebenen Serie wird durch dunkelgraue, hell anwitternde Kalke gebildet, denen unbedeutende Breccienbänke eingelagert sind. Die Kalke zeigen Übergänge von dichtem, kryptokristallinem in feinkörnigen und mikrobreciösen Kalk, der sich bis zu einer Feinbreccie vergrößern kann. Die feinkörnige Struktur kann auch begleitet sein von schwach onkoidischen Schlieren. In der oberen Hälfte finden sich darin nicht selten Bänke von einigen Zentimetern von kieseligen Feinbreccien und Hornsteinknollen (H. 664, Hornegglialp). Eine grössere Bedeutung in der Schichtreihe erhalten diese aber erst in den obersten 4 m der Oberen Breccie (siehe Kübelibachprofil S. 23), wo Bänke bis zu 0,6 m kieselig ausgebildet sein können.

Die Verteilung der Breccienbänke im Kalk ist aus den Detailprofilen zu ersehen. Die Komponenten-grösse beträgt im Durchschnitt 2—10 mm, die grössten Einschlüsse am Rinderberg übersteigen nicht 4 cm. Wie in der Unteren Breccie ist die Abnahme der Korngrösse von unten nach oben innerhalb einer Bank («graded bedding») eine verbreitete Erscheinung. In den Bänken der Oberen Breccie wurden folgende Komponenten gefunden:

Dichter, feinkörniger und grobkörniger Dolomit, gelb angewittert.  
Quarzit.  
Quarz.  
Kieselige Mikrobrecie und feinkörniger Hornstein.  
Quarzsandstein mit kalkigem Bindemittel.  
Sandkalk.  
Dichter grauer bis schwarzer Kalk.  
Mikrokristalliner bis grobkörniger Kalk.  
Kalkige Mikrobrecien.  
Kalk mit Spongiennadeln und Echinodermensplittern.  
Onkoidischer Kalk.  
Tonige Kalke und Tonschiefer.

Während die Dolomite und Quarzite sicher triasisch sind, ist das Alter der verschiedenen Kalke und Mikrobrecien nicht feststellbar. Die Herkunft der Komponenten ist nicht so eindeutig wie bei der Unteren Breccie, wo wir alle vorkommenden Bestandteile aus der Schichtreihe der Breccien-Decke herleiten konnten. Die vielen onkoidischen und quarzreichen Kalke, die man in der Oberen Breccie findet, entstammen einem fremden Ablagerungsgebiet, das an dasjenige der Breccien-Decke anschloss. Diese wenig typischen Gesteine lassen sich aber nicht gut mit solchen anderer Gebiete vergleichen.

Das Bindemittel der Breccien ist kalkig, feinkörnig bis dicht, teilweise leicht onkoidisch und enthält selten Bruchstücke von Echinodermen.

Die oben beschriebenen Kalke zeigen durchwegs starke Druckschieferung (Clivage). Diese scheint schon vor der endgültigen «mise en place» entstanden zu sein, da die dadurch entstandenen Schiefer-

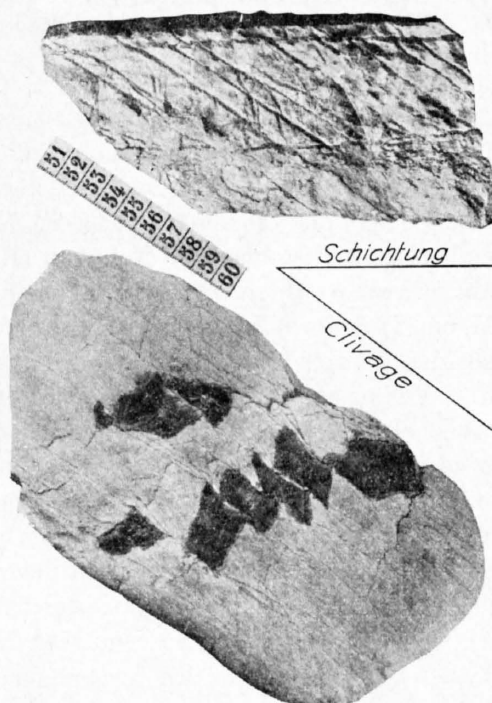
flächen fast durchwegs im gleichen Verhältnis zu den Schichtflächen stehen. Im Vergleich zum normalen Schichtstreichen weicht das Streichen der Clivage-Flächen um 15–30° (ausnahmsweise bis 50°) gegen W ab. Das Clivage zeigt also immer eine geringere Nordostabweichung als die Schichtfläche. Das Fallen des Clivage ist gegenüber einer horizontalen Schichtfläche um 20–45° gegen SE geneigt. Die normalerweise im Hornfluhgebiet nach NW fallenden Schichtflächen der Oberen Breccie zeigen daher Clivage-Flächen, die (bei zunehmendem Schichtgefälle) entweder leicht südostgeneigt, horizontal oder weniger nordwestgeneigt sind als die Schichtflächen. Auf Fig. 2 sind zwei Handstücke abgebildet, die diese sekundäre Schieferung deutlich zeigen. Das Clivage beschränkt sich auf die dichten bis feinkörnigen Kalke, erfasst aber auch die darin enthaltenen Silexkonkretionen, während die Breccienbänke frei von Clivage sind. Das Auseinanderhalten von Schicht- und Clivageflächen ist im Feld oft schwierig, und ihre Verwechslung kann zu Fehlschlüssen führen, wie im tektonischen Teil noch erwähnt werden soll (S. 43, 46).

## 2. Detailprofile

### a) Rinderberg.

Am Nordnordwestausläufer des Gantlauenengrates lässt sich im Abstieg zum P. 1892 (Geishorn der Siegfriedkarte) und von da im Westhang zu den Rinderberghütten bis auf 1730 m folgendes Profil, das von JACCARD (51, S. 59) schon kurz beschrieben wurde, von unten nach oben erkennen:

1. Schwarzbraune Tonschiefer («Schistes ardoisiens») bilden den ganzen Sattel auf 2010 m.
2. Die obere Breccie setzt am Südrand des kleinen, nach N vorgelagerten Gipfels ein mit:
  - 0,5 m Mikrobrecie mit Kalk-, Dolomit- und Quarzkomponenten, daneben Muskowit und Pyrit (H. 553).
3. 2,5 m feimbreciöse Kalkschiefer (H. 552).
4. 1 m Kalk-Dolomit-Breccie (H. 551 a, b) mit «graded bedding», Korngrösse bis 4 cm an der Basis.
5. 1–1,5 m feimbreciöse Kalkschiefer.
6. 0,6 m feine Kalk-Dolomit-Breccie (H. 550), Komponenten bis 1 cm.
7. 3,5 m Sand-Kalkschiefer.
8. 2 m schwarze, tonige Kieselschiefer mit Radiolarien und Schwammnadeln, kalkfrei (H. und D. 549).
9. 2,5 m sandige Kalkschiefer.
10. 4 m zähe Quarz-Kalk-Dolomit-Breccie (H. 548), feinkörnig bis mikrobreciös.
11. ca. 30 m Nach dieser Gipfelpartie schliesst sich eine tektonisch gestörte, im Westhang gefaltete Serie an:
  - kieselige Kalkschiefer mit kleinsten Quarzkörnern, die von Kalzit hell umrandet sind, in einer verschieferten dichten Kalkgrundmasse (H. und D. 547). Auf Schichtoberflächen eingeschwemmte Quarz- und Dolomitmörner (D. 547, 2) geben auf den kalkigen Plättchen feimbreciöse Überzüge.
  - Darin eingelagert Linsen von Kalk-Dolomit-Breccien (H. 546). Im oberen Teil übergehend in feinkörnige bis dichte graue Kalke und Kalkschiefer (H. 544, 545), mit Radiolarien.
12. 1–1,5 m Bank feiner Kalk-Dolomit-Breccie (H. 543), mit vereinzelt grünen Chloritkomponenten (auf 1970 m).
13. ca. 20 m stark verfaltete und in der Lagerung unklare, verschieferte, dichte bis feinsandige, blaugraue Kalke (H. und D. 542) und im Schutt hell klingende Kalkschiefer (H. 541) (bis 1950 m).
14. 0,6 m Breccienbank (H. und D. 540) mit «graded bedding». Komponenten an der Basis bis 3 cm. Nach oben in Feimbrecie (H. 539) übergehend. Das Bindemittel ist ein spätiger, schwach sandiger Kalk, zum Teil mit feinkörnigem, graublauem Kalk wechselnd. In den untersten groben 5–10 cm sind infolge tektonischer Beanspruchung mit Kalzit und Quarz gefüllte Streckungshöfe im Druckschatten der Komponenten entstanden.
15. 10 m Die Bank keilt seitlich aus und wird von andern parallelen Breccienbänken abgelöst.
16. 2 m durch Clivage teilweise stark verschieferte graublaue Kalke, dicht bis feinsandig (H. 535, 536 und 538). Darin feine Lagen von Mikrobrecien (H. und D. 537).
- auf 1935 m Breccienbank mit «graded bedding».
- An der Basis 5 cm feine Breccie mit weissem, rein kieseligem Bindemittel (H. und D. 534).
- Im oberen Teil Feimbrecie mit kalkigem, mikrokristallinem bis dichtem Bindemittel (H. und D. 533, 532).



(Phot. A. Sommer)

Fig. 2. Clivage und Schichtung in zwei Handstücken der Oberen Breccie

Im unteren Handstück wurden zwei in der Schicht liegende Kieselkonkretionen durch Clivage auseinandergerissen und die einzelnen Bruchstücke durch Pressung schiefgestellt

- Diese Bank läuft bis 1900 m dem Hang parallel und biegt oberhalb des Sattels (südlich P. 1892) in den Westhang ab, wo sie sich südlich des Fussweges im Gehängeschutt verliert.
17. 20 m Der Sattel wird gebildet aus schlecht aufgeschlossenen, durch Druck verschieferten dichten Kalken (H. 531). Dem Grat nach bis P. 1892 folgen darüber
  18. 1—1,5 m kalkige Feinbreccie (H. 525).
  19. ca. 35 m graublaue dichte bis mikrokristalline Kalke (H. und D. 528, 529), durch Clivage stark verschiefert und in Plättchen aufgelöst.
  20. 25 m Schieferige, gequetschte Mergelkalke (H. 527), grau.
  21. 4 m Gipfelpartie von P. 1892 aus grauen, feinkörnigen bis mikrobreciösen Kalken (H. 526). An der Basis herauswitternde Knollen und Lagen kieseliger Feinbreccie.

Die Schichten 18—21 bilden den ganzen Westhang von P. 1892, wobei die Breccienbank 18 einen guten Anhaltspunkt gibt. Sie lässt sich oberhalb des Wegleins bis auf den Hügel 200 m südwestlich der Rinderberghütten verfolgen (1760 m), mit feinen Breccien und herauswitternden kieseligen Feinbreccien und Silexknollen mit Dolomitrhomboedern (H. und D. 521 a, b). Darunter stehen im Westhang (Nr. 17) feinkörnige bis feinbrecciöse Kalke an (H. und D. 518, 519, 520). Darüber folgen bis 30 m südlich der Rinderberghütten schlecht aufgeschlossene, dichte bis feinbrecciöse Kalke in einer Serie von 40—50 m (H. und D. 514—517). Der oberste Aufschluss wird durch feinbrecciöse leicht sandige Kalke (H. und D. 513) gebildet, 5 m südlich der untersten Couches rouges, auf denen die Rinderberghütten stehen.

Trotz sorgfältiger Aufnahme konnten im Gegensatz zu den nächsten Profilen am Rinderberg keine Calpionellen-führenden Kalke gefunden werden. Das Profil zeigt aber deutlich, dass die Breccienbänke in der sonst vorwiegend kalkigen Serie untergeordnet auftreten. Von den acht Breccienbänken, die das Profil aufweist, ist keine über 2,5 m mächtig, und vier davon sind in der untersten noch schieferigen Partie zu finden. Echte Echinodermenbreccien sind nicht vorhanden.

Eine ähnliche Serie wie am Rinderberg ist an der Strasse von Oeschseite ins Kaltenbrunnental von Klusweiden an südwärts zu beobachten. Auch hier ist die Schichtung stark von Clivage gestört. Der Schichtverlauf ist durchschnittlich N 60° E/40° NW, das Clivage dagegen ist leicht WSW geneigt. Dazu kommt noch ein Bruchsystem, das mit Klüften von N 160—180° E/ 60—70° E die Schichten durchsetzt.

#### b) Kübelibach.

Zwischen dem Nord- und dem Nordnordostausläufer der Saanerslochfluh ist die obere kalkige Serie der Oberen Breccie im Bach, der durch das Kübeli nach N abfließt und 500 m oberhalb des Kaltenbrunnenbaches in die Kleine Simme mündet, gut aufgeschlossen. Der Aufschluss beginnt auf 1670 m beim Weg von P. 1668 nach Gölderli und ist von Moräne überlagert. Die Obere Breccie ist hier 300 m mächtig (siehe Profil Nr. 8, Taf. II), wovon die oberen zwei Drittel längs des Bachlaufes von 1670 m bis 1550 m aufgeschlossen sind. Die durch Falten und Überkippung gestörte Lagerung und das Clivage wie auch die lithologisch ziemlich eintönige Serie verhindern eine direkte Messung der Mächtigkeiten. Es ist aber dennoch aufschlussreich, die Resultate der Schliiffserie und das Profil in Fig. 3 hier wiederzugeben. Bachabwärts trifft man folgende vom Ältern zum Jüngern fortschreitende Schichtreihe:

Höhe in m			
1.	1685	Kleiner Aufschluss von 2,5 m unter Moräne, unterste sichtbare Obere Breccie:	
		Mikrobrecie und Sandkalk. . . . .	0,7 m
		Graue Mergelschiefer. . . . .	1,1 m
		Breccienbank (H. und D. 107) mit «graded bedding» (Komponenten bis 1 cm). . . . .	0,7 m
		Nach 90 m Moräne:	
2.	1670	Feinkörnige bis dichte Kalke (H. und D. 107 b), leicht sandig, mit einzelnen schlecht sichtbaren Radiolarien und Calpionellen . . . . .	10 m
		Nach 20 m dünner Moränenüberdeckung:	
3.	1665	Feinkörnige plattige Kalke und Mikrobrecien . . . . .	3 m
		5 m Schutt, dann:	
4.		Feinbrecciöse Kalke . . . . .	4 m
5.	1655	Feinbreccie (H. und D. k 27) mit «graded bedding», stark kalzitisiert. Im feinkörnigen Bindemittel <i>Calpionella alpina</i> LORENZ . . . . .	0,6 m
6.	1645—1655	Feinkörnige bis dichte Kalke (H. und D. k 26) mit Calpionellen. Druckspuren mit Tonhäuten und Quarz . . . . .	ca. 35 m
7.	1645	Wechselagerung von Breccien und Kalken:	
		Feine Kalk-Dolomit-Breccie mit «graded bedding» . . . . .	2 m
		Sandige bis dichte Kalke . . . . .	5 m
		Grobbankige Feinbreccie . . . . .	2,5 m

	Höhe in m		
8.	1640	Dichte Kalke (H. und D. k 25), zum Teil mit Quarzkörnern, mit <i>Calpionella alpina</i> LORENZ	12 m
		Nach 15 m Bachschutt:	
9.	1635	Dichter Calpionellenkalk (H. und D. k 24) mit einzelnen Radiolarien, mit Silexlagen . .	8 m
10.	1630	Wechsellagerung von Breccien und Kalken:	
		Knorrige, kalzitreiche Feinbreccie . . . . .	0,6 m
		Feinkörniger bis brecciöser Kalk . . . . .	6 m
		Feinbreccie . . . . .	0,7 m
11.		Dichte bis feinbrecciöse Kalkserie . . . . .	ca. 80 m
	1625	Dichter Calpionellenkalk (H. und D. k 23), darin <i>Calpionella alpina</i> LORENZ	
	1620	Dichter bis feinkörniger Calpionellenkalk (H. und D. k 22) mit vereinzelt, schlecht erhaltenen Radiolarien. Starkes Clivage.	
	1610	Feinkörniger Kalk (H. und D. k 21) mit Calpionellen und vielen gut erhaltenen Radiolarien.	
	1605	Von Clivage durchsetzte Calpionellenkalke (H. und D. k 20), feinkörnig.	
12.	1595	Bank feiner Breccie mit leichtem «graded bedding» . . . . .	1,8 m
13.		Gebankte, durch Clivage stark gestörte Kalkserie wie 11 . . . . .	ca. 90 m
	1595—1560	Dichte bis schwach körnige Kalke (H. und D. k 14 bis k 19) mit <i>Calpionella alpina</i> LORENZ und Radiolarien.	
14.	1560	Mikrobreccie (H. und D. k 13), leicht onkoidisch, im Bindemittel vereinzelte Calpionellen	1—2 m

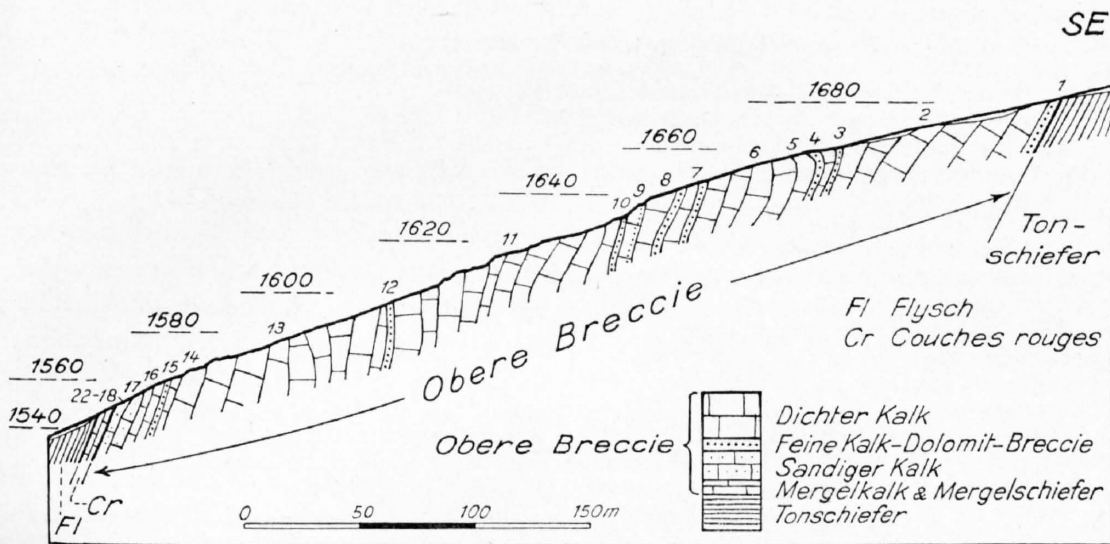


Fig. 3. Profil durch die Obere Breccie im Bach im Kübeli nördlich der Saanerslochfluh  
(Beschreibung im Text siehe S. 22)

15.	1560—1557	Dichte Kalke (H. und D. k 10, 13) mit Clivage. Vereinzelt noch Calpionellen (k 10) . . . .	4 m
		Darin Lagen von kieseliger Breccie (H. und D. k 12).	
16.	1555	Der Quarzgehalt nimmt von hier nach oben zu.	
		Die letzten stark zerdrückten dichten Kalke (H. und D. k 7) werden durch sandige Feinbreccien (H. und D. k 8) und Sandkalke (H. und D. k 9) verdrängt. Darin deformierte Radiolarien.	5 m
		Nach einigen Metern Moränenbedeckung folgt die Übergangsserie zu den Couches rouges, die hier im Bach aufgeschlossen ist.	
17.	1550	Feinbrecciöse Sandkalke (H. und D. k 6, 110) mit einzelnen Calpionellen. . . . .	2 m
		Übergehend in:	
18.		Bankige, feinkörnige Kalke (H. und D. k 3—5) mit Radiolarien (k 5) und zwischengelagerten plattigen, feinen Sandkalken (k 4, 3). Letztere zeigen Druckspuren in Form von Kalzithöfen vor und hinter den feinbrecciösen Komponenten (k 3) . . . . .	1,5 m
19.		Feinbrecciöse kieselige Kalke und Silexbreccien (H. und D. k 2, 112). In einer kieseligen Grundmasse sind grössere und kleine Komponenten von Kalk eingeschlossen (k 2). Darin eingelagert Mikrobreccien (H. und D. k 1, 113) mit Kalk-, Dolomit-, Siderit- und Quarzkomponenten, bräunlich angewittert. . . . .	2 m
20.		Gleiche Mikrobreccie (H. und D. 699) . . . . .	1 m
21.		Wie 20, etwas sandiger (H. und D. 700). . . . .	0,6 m
22.		Kieselige Mikrobreccie (H. und D. 701), knorrig, stark von Quarzadern durchzogen. . . .	0,3 m

Wir sehen auch in diesem Profil die für die Obere Breccie typische Einlagerung von wenigen Bänken feiner Kalk-Dolomit-Breccie in einer Kalkserie, die durch die durchgehend vorkommenden Calpionellen gekennzeichnet ist. Radiolarien sind weniger häufig und auf einzelne Bänke beschränkt; gegen oben

ist eher eine Zunahme an Radiolarien zu beobachten. Die obersten 4 m (Nrn. 19—22) zeigen stark verkieselte Horizonte aus feinkörnigen bis mikrokristallinen Hornsteinen, Sandkalken und Radiolarienkalken. Diese konnten nur hier beobachtet werden. Sie sind zu vergleichen mit den «Calcaires à Radiolaires et à silexites», die SCHROEDER (118, S. 36 ff.) im Hangenden der Oberen Breccie beschreibt und die er ins Neocom stellt, wie dies vor ihm auch schon GAGNEBIN (32) getan hat.

c) Tiefenbach.

Im Tiefenbach, der vom Hornberg nach N gegen Saanenmöser fließt, ist die Obere Breccie nur lückenhaft in der Gegend von Unter Läger zwischen 1560 und 1640 m aufgeschlossen. In den Kalken und Breccien finden sich hier rote Schiefer eingelagert, die von unten nach oben in folgendem Schichtverband auftreten:

1. 80 m ostnordöstlich von P. 1625 im Bachbett auf 1600 m kleiner Wasserfall, gebildet durch
- 10 m dichte bis feinschichtige Kalke in Bänken.
2. Nach 2 m Schutt:
- 6 m rote Tonschiefer (H. 60 a), kalkfrei, mit seltenen Quarzkörnern.
3. 0,08 m rötlichgrüne Tonschiefer (H. 60), kalkfrei.
4. 0,36 m grüne Tonschiefer (H. 59, 667) mit Quarz- und Pyritkörnern.
5. 0,15 m grüne Schiefer mit kieseligen Feinschichten und Silexknollen und -lagen (H. 58, 666).
6. 0,25 m feinkörnige Sandkalke und Kieselschiefer (H. 57).
7. 0,5 m tektonische Breccie (H. 56) von Kalzit und Kalk.
8. Schieferige Kalke (H. 55), übergehend in
9. 2,8 m plattige, feinkörnige Kalke (H. und D. 54) mit einzelnen Radiolarien und kleinen Formen von *Calpionella alpina* LORENZ.
- Nach 12 m Schutt setzt die Schichtreihe fort:
10. 10 m feinkörnige bis dichte Kalke.
11. 1,2 m feine Breccie (H. 53) mit «graded bedding».
12. Wechsellagerung von dünnplattigen Kalken mit Feinschichten:
- 3,5 m dichte und feinkörnige, leicht sandige Kalke.
- 0,3 m feine Breccie.
- 5 m Kalke wie oben.
- 1,4 m Feinschicht.
13. 10 m sandige und dichte Kalke (H. und D. 51, 52) mit schlecht erhaltenen Exemplaren von *Calpionella alpina*.
14. 1 m feine Breccie (H. und D. 50). Ein kleiner Bruch verstellt linke und rechte Bachseite um 1,8 m. «Graded bedding.»
15. 3 m Feinschicht (H. 49). Dann Moränenbedeckung.

Das Profil zeigt mit seinen Tonschiefern und Silexbänken eine Rekurrenz der Tonschiefer zwischen Unterer und Oberer Breccie. Der obere Teil gibt ein gutes Bild von der immer wieder ähnlich auftretenden Schichtfolge der Oberen Breccie und Kalke. Die Rolle, die die roten Tonschiefer als Gleitmittel beim Hasenlochbergsturz spielten, soll später (S. 87) noch zur Besprechung kommen.

Nach ca. 20 m Moränenbedeckung folgt noch ein weiterer Aufschluss zwischen 1570 und 1560 m, mit Kalken und Feinschichten:

16. 25 m dichte und feinschichtige Kalke (H. und D. 47) mit Radiolarien und *Calpionella alpina* LORENZ.
17. Einlagerung von kieseligen Bänken in den Kalken:
- 0,05 m kieselige Breccie (H. und D. 46) mit einigen Komponenten in Silexgrundmasse, mit Kalzit- oder Dolomitrhomboedern.
- 1,3 m feinkörniger Kalk.
- 0,02 m Silexbank.
- 0,12 m feinkörniger bis dichter Kalk.
- 0,13 m Silexbank.
18. 10 m feinkörnige Kalke (H. und D. 45) mit *Calpionella alpina* LORENZ und vereinzelt Radiolarien.
- Im oberen Teil dichter Kalk (H. und D. 44) mit viel Radiolarien und wenig Calpionellen.

Die Moräne von Unter Läger, die von hier an einsetzt, verdeckt die oberen Schichten der Oberen Breccie. Der nächste Aufschluss auf 1520 m liegt schon im Flysch.

Der kalkige Teil dieses Profils (Nrn. 8—18) bestätigt die in den vorderen Profilen schon erkannte Sukzession von Feinschichten mit «graded bedding», dichten bis feinkörnigen Kalken mit Calpionellen und Radiolarien und feinschichtigen Hornsteinen. Die roten Tonschiefer und die sie begleitenden Gesteine können jedoch nicht als durchgehende Schicht verfolgt werden. Sie stehen 250 m westlich der beschriebenen Stelle noch am Osthang des Nordausläufers der Hornfluh, verschwinden dann weiter westlich, treten aber

nochmals als kleiner Aufschluss im Graben 300 m südwestlich Berschel — in tektonisch komplizierter Lagerung direkt unter den Couches rouges — zutage. Die Aufschlüsse genügen nicht, um zu entscheiden, ob es sich um tektonische Ausquetschung der roten Schiefer oder um lückenhafte Ablagerung handelt.

### 3. Mächtigkeit

Die Obere Breccie beginnt im NE mit einer Mächtigkeit von 60 m. Rechtsufrig der Simme bildet sie den Hügel, auf dem das Schloss Blankenburg südlich Zweisimmen steht. Am rechten Hang des Moosbaches reduziert sie sich (wahrscheinlich tektonisch bedingt) zwischen 1280 m und 1440 m auf etwa 20 m, schwillt dann aber am Rinderberg und am Osthang des Kaltenbrunnentales auf 125 m an. Weiter nach SW nimmt sie an Mächtigkeit noch mehr zu; nördlich der Saanerslochfluh beträgt diese 400 bis 450 m und hält an bis in die Gegend nordwestlich der Hornfluh. Von dort (Alp Horneggli-Haldisbergli) nimmt sie gegen SSW wieder ab. Nordwestlich des Gfell ist sie noch 300 m mächtig, am Ober Bort noch 170 m und im Turbach zwischen Ober Bort und Bissen noch ca. 70 m. Diese Mächtigkeitsabnahme ist weitgehend auf tektonische Ausdünnung zurückzuführen. Im Turbach liegt die Obere Breccie direkt auf der Trias-Rauhwaacke, die dazwischenliegenden Horizonte sind alle ausgequetscht oder abgerissen. Ein letzter Rest der Oberen Kalke findet sich am linken Ufer des Lauibaches kurz vor seinem Zusammenfluss mit dem Turbach (siehe S. 50).

### 4. Alter

Die in der Oberen Breccie durchgehend vorkommenden Calpionellen weisen auf oberjurassisches und infrakretazisches Alter hin (Infravalangien). Es konnte nur *Calpionella alpina* LORENZ gefunden werden, im Gegensatz zum Chablais, wo SCHROEDER (118, S. 42) noch *Calpionella elliptica* CADISCH erwähnt. Ob die oberste Serie des Profils im Kübelibach (S. 23, Nrn. 19—22) mit kieseligen Mikrobrecien und radiolarienreichen Kalkbänken Ablagerungen des Neocoms darstellen, wie dies SCHROEDER (118, S. 42) für die über der Oberen Breccie folgenden «Calcaires à silexite et Radiolaires» annimmt, kann paläontologisch nicht belegt werden.

Die untere Grenze zeitlich zu fixieren, ist kaum möglich. Wenn wir im letzten Kapitel mit SCHROEDER annahmen, dass die Tonschiefer ins Oxfordo-Argovien gehören und vielleicht bis ins Séquanien reichen, so scheint die untere Grenze der Oberen Breccie ins Séquanien-Kimmeridgien zu fallen. Die obere Grenze fällt wohl in die Untere Kreide. Mittlere Kreide, die GAGNEBIN in gaultähnlicher Fazies im Chablais fand (32), konnte in der Hornfluh nicht festgestellt werden.

### 5. Zusammenfassung

Die Obere Breccie stellt in der Hornfluh eine kalkreiche Serie dar, in der vereinzelte feine Breccienbänke eingelagert sind. Die Kalke sind in der Regel dicht bis feinkörnig und enthalten Calpionellen und Radiolarien, wobei die Calpionellen nach oben abnehmen, die Radiolarien dagegen häufiger werden. Die Breccienbänke zeigen Komponenten, die der Breccien-Schichtreihe fremd sind (onkoidische Kalke und quarzreiche Sandkalke); die Bänke sind oft als «graded bedding» abgelagert. An der Basis sind die Breccien angereichert, getrennt durch Kalkbänke oder Ton- und Kieselschiefer.

Im zentralen Teil des Untersuchungsgebietes (Tiefenbach) findet sich in der unteren Partie eine Schicht von roten Tonschiefern zwischen den Kalken.

Das Alter ist oberjurassisch evtl. infrakretazisch.

Die Kalke sind stark von Clivage durchsetzt, das oft eine falsche Schichtneigung vortäuscht und an den nicht verschieferten Breccienbänken wie mit einer Scheindiskordanz der Schichten aufhört.

Die Mächtigkeit nimmt innerhalb des Hornfluhgebietes von NE gegen die Mitte, d. h. gegen SW, zu; gegen das südwestliche Ende zu wird sie aber wieder geringer.

## 3. Kreide

Wie wir am Schluss des letzten Kapitels gesehen haben, kann die Grenze Jura-Kreide in der Serie der Breccien-Decke im Hornfluhgebiet nicht eindeutig festgestellt werden. Die Obere Breccie scheint mit ihren obersten Horizonten noch bis ins Infravalangien hinauf zu reichen. Der obere Teil der Unter-

kreide wie auch die Mittlere Kreide sind dagegen nicht vertreten. Erst in der Oberkreide treten wieder Gesteine auf, deren Alter anhand von Foraminiferen bestimmt werden kann. Es sind dies die Couches rouges; graue, grünliche und rote Mergelkalke und der darüberliegende Flysch.

### a) Couches rouges

Bis 1920 waren die Autoren, die sich mit der Breccien-Decke in den Préalpes romandes beschäftigten, der Ansicht, dass alle Couches rouges-Vorkommen an der Front der einzelnen Schollen der Breccien-Decke von der Klippen-Decke abgeschürft seien. 1920 beschrieben dann RABOWSKI (92, S. 43) von der Seefluh und JEANNET und RABOWSKI (58, S. 628) vom Schlündibach (Brechgraben der neuen Landeskarte 1 : 50 000) durchgehende Profile von der Oberen Breccie durch die Couches rouges in den Flysch und konnten damit den Beweis erbringen, dass diese Couches rouges in die Serie der Breccien-Decke gehören. TSCHACHTLI (130, S. 43) ergänzte dann diese Ansicht mit einem Profil aus Reichenstein (an der Kleinen Simme, bei der Einmündung des Brechgrabens), wo Couches rouges auf Unterer Breccie transgredieren.

#### 1. Detailprofile

Im Hornfluhgebiet ist der Kontakt der Oberen Breccie mit den Couches rouges selten aufgeschlossen. Im Kaltenbrunnental und im Graben des Kübeli nördlich der Saanerslochfluh konnte der Übergang beobachtet werden.

##### a) Grenze Obere Breccie-Couches rouges im Kaltenbrunnenbach.

Am rechten Ufer des Kaltenbrunnenbachs stehen in der Runse, die sich von Klusweiden (P. 1381) gegen W in den Bach hinabzieht, unter der Moräne die obersten Kalkbänke der Oberen Breccie an. Auf der Südseite der Runse liegen auf Höhe 1290 m auf den höchsten, schwach mergeligen, feinkörnigen und sterilen Kalken (H. und D. 447) ohne direkten Übergang, aber auch ohne Transgressionserscheinungen, ca. 50 cm silbergraue, glänzende Mergelkalkschiefer der Couches rouges (H. und D. 89, 445, 446). Neben kleinen Globigerinen enthalten sie einzelne Exemplare von *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUER.) und *Gl. cf. stuarti* (DE LAPP.), eine Fauna, die sie in die Oberkreide, wahrscheinlich ins Obere Senon (Campan-Maestricht) weist. Eine zusammenhängende Schichtfolge kann im Kaltenbrunnental nicht untersucht werden, da die höheren Schichten von der Erosion abgetragen sind.

Der Kontakt Obere Breccie/Couches rouges selbst sagt hier nicht viel aus, da echte Transgressions-sedimente fehlen. Es besteht die Möglichkeit, dass solche durch tektonische Ausquetschung, evtl. durch lokale Verschiebung der Couches rouges auf der Oberen Breccie verschwunden sind.

##### b) Grenze Obere Breccie-Couches rouges im Kübelibach.

Als Fortsetzung des Profils durch die Obere Breccie im Bach nördlich der Saanerslochfluh (S. 23, anschliessend an Nr. 22) findet man auf 1550 m Höhe als untersten Aufschluss vor einigen Metern Moränenbedeckung eine kleine Serie von Couches rouges. Der Aufschluss stellt die Verbindung her zwischen den beiden von JACCARD (51) gefundenen Oberkreidevorkommen oberhalb des Skihauses Kübeli (op. cit. S. 97) und des Feuerbühls (51, S. 110).

Über den Silexgesteinen, die die terminale Serie der Oberen Breccie bilden (19—22), folgen von unten nach oben:

1. 0,1 m kieselige, von Quarzadern intensiv durchsetzte Transgressionsbreccie der Couches rouges (H. und D. 704 b). Makroskopisch sieht das Gestein wie ein knorriger tektonisierter Tonschiefer aus, unter dem Mikroskop zeigt es sich aber als feine Breccie von vollständig verkieselten, teilweise sandigen Tonschiefern, Chlorit, Quarziten und Quarz mit runden Kieselkonkretionen und idiomorphen Pyritkörnern. In unregelmässiger, unruhiger Lagerung folgen darüber
2. 0,05 m graugrüne, kieselige, schwach sandige Tonschiefer (H. und D. 704 a).
3. 0,5 m graue, schiefrige Mergelkalke der Couches rouges (H. und D. 705), mit häufigen, kleinen Globigerinen und *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI?
4. 2 m graue und grüngraue Mergelkalke (H. und D. 114, 115, 415), teilweise schiefrig, mit *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUER.), *Globotruncana stuarti* (DE LAPP)?, seltenen Globigerinen. Darin rötliche Schlieren.
5. 1 m dunkelgraue, stellenweise tektonisch stark beanspruchte Mergelkalke (H. und D. 116, 117, 413), mit *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUER.) (selten) und wenigen Globigerinen.

Eine mehrere Meter anhaltende Moränendecke verbirgt den Übergang der Couches rouges, die hier höchstens 10 m mächtig sind, in den Flysch. Dieser steht auf 1540 m mit Tonschiefern und Mergelkalkplättchen an.

Die silifizierter Feinbreccie an der Basis der Couches rouges zeigt eine gewisse Ähnlichkeit mit Silixgesteinen, die in der Nähe der später zu beschreibenden Ophiolithintrusionen auftreten. Obschon in der Umgebung des Kübelibaches keine Ophiolithvorkommen im Flysch zu beobachten sind, besteht die Möglichkeit, dass die reiche Zufuhr von Kieselsäure in diesen Transgressionshorizont auf einen nahen Eruptivgang zurückgeführt werden könnte.

c) Couches rouges im Bach südlich Brände bei Gruben-Gstaad (siehe Fig. 5, S. 48).

Eine Linse von Couches rouges ist am Westfuss der Hornfluh aufgeschlossen in einer nur bei Hochwasser durchflossenen Bachrinne südlich Berschel und Brände, zwischen den Koten 1390 und 1460 m. Der linke, südliche Rand der Rinne wird durch die Kalke der Oberen Breccie gebildet. Am rechten, nördlichen Rand steht von 1390 m an aufwärts wieder Obere Breccie an, die hier tektonisch nach NW verstellt ist (siehe S. 51). Dazwischen schiebt sich eine Linse von Couches rouges, die auf der Oberen Breccie des südlichen Randes aufliegen. Die Schichtreihe, die ca. 60 m mächtig ist, kann nicht durchgehend verfolgt werden; die Aufschlüsse sind lückenhaft. Die Serie beginnt unten mit graugrünen Mergelkalken, die nach etwa 10 m in grüne und rote Mergelschiefer und -kalke übergehen, die stellenweise stark zerdrückt und gefältelt sind und eine Mächtigkeit von ca. 20 m haben. Die obere Hälfte der Schichtfolge ist auf der kleinen Rippe, die die beiden Bäche trennt, nur schlecht aufgeschlossen; es sind graue, leicht schiefrige Mergelkalke mit gelblichen und grünlichen Tonüberzügen.

Der Gehalt an Mikrofossilien ist sehr gering. Neben Globigerinen und seltenen Textularien und Rotaliiden konnte durchgehend, jedoch spärlich, *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUER.) beobachtet werden und einige unsicher bestimmbare Exemplare von *Globotruncana stuarti* (DE LAPP.)? Ein Faunenwechsel findet innerhalb der Schliiffserie nicht statt (H. und D. 671 ff.).

d) Grenze Couches rouges–Flysch am Rinderberg.

Das grösste zusammenhängende Vorkommen von Couches rouges befindet sich am Rinderberg in der nördlichen Fortsetzung des Gantlauenengrates. Da sie sehr stark gefältelt und zerdrückt sind, lässt sich kein Profil durch die ganze Couches rouges-Serie aufnehmen, doch konnte eine Stelle gefunden werden, an der der Übergang in den darüberliegenden Flysch aufgeschlossen ist. Der Aufschluss befindet sich 130 m nordnordöstlich P. 1714 am Nordende eines die Couches rouges mit N 160° E/75° W durchsetzenden Bruches. Die Couches rouges fallen hier nach NW ein und tauchen 200 m nördlich davon wieder auf; in der Mulde zwischen den beiden Aufschlüssen liegt Flysch.

Von unten nach oben findet man an der Grenze:

1. x m Couches rouges, obere Serie. Graue gefältelte schiefrige Mergelkalke (H. und D. 344) mit *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUER.) und *Gl. stuarti* (DE LAPP.), mit kleinen Globigerinen.
2. 0,5 m graue, dichte Mergelschiefer (H. und D. 345) mit einzelnen Globigerinen.
3. 0,1 m knorrige Übergangsschicht grauer kieseliger Tonschiefer (H. und D. 348), schwach brecciös und schlierig, mit Mergelkalk, feinem Sandkalk und Kieselkalk als Komponenten.
4. 0,3 m schwarzgraue und grünliche Ton- und Kieselschiefer (H. und D. 346). Zwischen tonigen und mergeligen Partien sind dichte Kieselschlieren eingelagert.
5. 0,5 m gleiche Schiefer (H. und D. 347) wie 4. Darin eingelagert eine 0,5 m lange Linse von grünem, intersertalem Ophiolith (H. 349) (siehe auch Abschnitt c, S. 33, im speziellen S. 34), begleitet von schwarzen, brecciösen Kieselkalen, die in einer Grundmasse von dichtem Hornstein in Schlieren neben Komponenten von feinkörnigen Kalen und Sandkalen mit dem Nebengestein eng verfilzte, arboreszente Ophiolithpartien aufweisen (S. 38).

Obschon in diesem Profil nicht ein Normalfall für den Übergang Couches rouges–Flysch vorliegt (die Ophiolithe treten in der Regel nicht unmittelbar über den Couches rouges auf, sondern 5–50 m höher), ist doch zu erkennen, dass die Couches rouges in einer wenig mächtigen Grenzschiefer direkt in die Tonschiefer des Flyschs übergehen. Die starke Verkieselung der Sedimente ist als Randbildung der Ophiolithintrusion aufzufassen.

## 2. Alter

Zur Bestimmung des Alters der Couches rouges dienen uns die verschiedenen Spezies der Gattung *Globotruncana* CUSHMAN, die nach den Arbeiten von O. RENZ (97), TSCHACHTLI (130), GANDOLFI (38) und BOLLI (12) bestimmt wurden. In der Nomenklatur hielten wir uns an die Arbeit von BOLLI.

Die Couches rouges der Breccien-Decke zeichnen sich in unserem Gebiet durch die Kombination von *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUER.) und *Globotruncana stuarti* (DE LAPP.) aus. Diese Foraminiferengruppe ist leitend für oberstes Senon (Campan und Maestricht). Wie wir im nächsten Abschnitt über der Flysch der Breccien-Decke sehen werden, finden wir auch dort eine ähnliche Faunengruppe, so dass wir für die Couches rouges das Alter als Campanien bis Unteres Maestrichtien annehmen müssen.

## 3. Verbreitung und Mächtigkeit

Die Couches rouges sind im Hornfluhgebiet nicht als konstanter Horizont vorhanden, sondern treten als lokal begrenzte Linsen an der Front der Breccien-Decke zwischen der Oberen Breccie und dem Flysch auf. Von NE nach SW lässt sich über das Vorhandensein oder Fehlen der Couches rouges folgendes feststellen:

Vom Simmental durch den Moosbach hinauf bis zum Rinderberg fehlt jede Spur der Couches rouges. Am rechten Abhang des Moosbachgrabens liegt der Flysch direkt auf der Oberen Breccie, wenn auch ein Detailprofil nicht aufgenommen werden konnte. Nordwestlich P. 1714 am Rinderberg bilden die Couches rouges bis auf 1460 m unterhalb Wallenboden ein stark verfaltetes Kissen von 30—50 m Mächtigkeit, das unter der Moräne von Klusweiden verschwindet, aber im Kaltenbrunnental (Detailprofil *b*) mit seinen basalen Schichten nochmals aufgeschlossen ist. Über die Mächtigkeit kann hier nicht viel ausgesagt werden, da die obere Grenze nicht aufgeschlossen ist.

Bis an den Bach Saanersloch-Kübeli wird der Horizont der Couches rouges mit seiner oberen und unteren Grenze wieder bedeckt durch Moränen und Gehängeschutt. Zwischen dem Bach und dem Weg, der von Egg über den Saanenwald am östlichen Rand des Baches ins Kübeli führt, sind auf 1510 m Höhe in einem kleinen Anriss graue, verschieferte obere Couches rouges und verrutschte Flyschschiefer aufgeschlossen (Vorkommen Feuerbühl von JACCARD, 51, S. 110). Als nächster Aufschluss folgt 170 m weiter südlich der oben (S. 26 im Profil *b*) beschriebene Übergang von Oberer Breccie in Couches rouges, dem sich dann 100 m südlich des Skihauses Kübeli (P. 1565) ein grösseres, aber schlecht aufgeschlossenes Vorkommen roter und grüner Couches rouges von 30—40 m Mächtigkeit und einer Länge von 200 m anschliesst.

Vom Rinderberg bis ins Kübeli sind die Couches rouges wohl als durchgehender Horizont in einer Mächtigkeit von 10—50 m vorhanden. Sie setzen 250 m südwestlich des Skihauses Kübeli aus und sind erst am Westfuss der Hornfluh im Bach südlich Brände-Berschel zwischen Oberer Breccie und Flysch wieder nachweisbar. Hier lassen sie sich bei einer Mächtigkeit von ca. 60 m zwischen 1460 m und 1380 m (Detailprofil *c*, S. 27) auf 250 m Distanz verfolgen. Weiter südwestlich finden wir die Couches rouges nicht mehr.

Es ist anzunehmen, dass es sich beim Fehlen der Couches rouges um Schichtlücken in der Schichtreihe der Breccien-Decke und nicht um tektonische Ausquetschung oder Abscherung handelt. Ob nun Sedimentationslücken in der Ablagerung oder Abtragung vor der Flyschsedimentation vorliegen, ist an den Aufschlüssen der Couches rouges selbst nicht zu erkennen.

Östlich der Simme fehlen die Couches rouges in der der Hornfluhfalte entsprechenden Scholle von «Auf den Flühnen»-Kumigalm (siehe Karte und Profile von RABOWSKI, 139), und in der Videman-Falte (siehe JACCARD, 51, 53) sind sie auf kleine Vorkommen bei Flühmaad und am Col de Videman beschränkt.

## 4. Zusammenfassung

Die Mergelkalke und Mergel der Couches rouges sind im Hornfluhgebiet nicht durchgehend vorhanden. Wir finden sie heute als Linsen zwischen den Kalken der Oberen Breccie, die sie transgressiv überlagern, und dem Flysch, in den sie in kontinuierlicher Sedimentation übergehen. Sie sind als graue und grünliche schiefrige Mergelkalke mit roten Schlieren ausgebildet. Bestimmte rote und graue Horizonte, wie sie für die Couches rouges der Klippen-Decke typisch sind, können nicht ausgeschieden werden. Die spärliche Foraminiferen-Fauna weist sie ins Campanien und untere Maestrichtien.

## b) Oberkreide-Flysch

Im «Geologischen Führer der Schweiz» (33, Fasc. II, S. 88) erwähnte E. GAGNEBIN erstmals kurz den Flysch der Breccien-Decke, ohne aber auf sein Alter und seine Ausdehnung einzugehen. Er erwähnte glimmerführende Tonschiefer und sandige Kalke, an deren Basis rote Schiefer eingelagert sein können. SCHROEDER (118) gab in seinen Untersuchungen über die Breccien-Decke im Chablais eine ausführliche Beschreibung des Flyschs in der Mulde von Les Gets. Er gliederte den Flysch in fünf lithologisch verschiedene Gruppen, in deren untersten die Ophiolithe als submarine Ergüsse eingelagert sind. TSCHACHTLI (130) erwähnt Breccienflysch an der Seeflugh zwischen Diemtig- und Simmental, mit sandigen, dolomitischen Kalken, Mergelkalken und Schiefern. Eine Zusammenfassung der bis dahin bekannten Flyschtypen der Breccien-Decke in den Préalpes romandes geben LUGEON und GAGNEBIN (80, S. 25). Sie weisen auf den direkten Übergang von Couches rouges in Flysch hin, der auch im Vanel bei Saanen sichtbar ist. An Flyschgesteinen nennen sie unregelmässig gebankte Kalke und Kalkschiefer, glimmerhaltige Sandkalke, feine, glänzende Tonschiefer, rote Schiefer und polygene Breccien. Von den Ophiolithen wird vermutet, dass sie alle an den Flysch der Breccien-Decke geknüpft sind, ausgenommen das Vorkommen auf dem Jaunpass.

Im nachfolgenden sollen die im Hornfluhgebiet vorkommenden Gesteinstypen des Flyschs beschrieben und am Schluss versuchsweise eine Schichtreihe aufgestellt werden. Da tektonische Faltung, Gleitung und Verschuppung die Flyschmassen stark gestört haben und Vegetation und Moränen den grössten Teil überdecken, war es nicht möglich, ein durchgehendes Profil durch den Flysch zu finden. Die einzigen guten Aufschlüsse sind in den Bachläufen anzutreffen und auch dort oft unterbrochen und durch Rutschungen und Hakenwurf gestört.

### 1. Lithologische Typen

#### a) Tonschiefer und Sandkalke.

Weitaus der grösste Teil des Flyschs wird gebildet durch banale Tonschiefer mit eingelagerten, schlecht und unregelmässig gebankten Sandkalken und feinen Sandsteinen. Die Tonschiefer sind braunschwarz bis dunkelgrau, in unregelmässigen, auskeilenden, feinen Blättern mit seidnem Glanz und zeigen bräunlich-bronzeartige Verwitterungsfarben. Die Sandkalke bilden darin braun angewitterte, nicht durchgehende Bänke und Knollen.

Auf den Schichtflächen der Schiefer wie auch auf und in den Sandkalken ist meistens Glimmer (vorwiegend Muskowit) angereichert. Der Kalkgehalt wechselt stark. Bei den Schiefern haben wir alle Übergänge von reinen Tonschiefern zu Mergelschiefern und Kalkschiefern. Ebenso wechselt auch der Gehalt an Quarz. Während die Schiefer schwach kieselig sein können, findet man bei den Kalken und Sandkalken eine ganze Variationsreihe sowohl in der Körnung wie auch im Verhältnis von Kalk zu Quarz. Von feinkörnigem bis dichtem Kalk, der in frischem Zustand dunkelgrau bis schwarz ist, können alle Zwischenstufen über kieselige Kalke, Sandkalke, kalkige Sandsteine bis zu fast reinem feinkörnigem Sandstein beobachtet werden. Mit dem höheren Quarzgehalt wird auch die Farbe heller bis zu hellem Grau.

Dieser Normaltyp des Breccien-Flyschs ist im Moosbach bei Zweisimmen zwischen 1080 und 1230 m, im Bach östlich des Bahnhofs Oeschseite, im Graben östlich Wäflernweid, im Tiefenbach zwischen 1200 und 1420 m, in der Kleinen Simme zwischen 1010 m und Saanenmöser, im Bach von Kübeli südöstlich Schönried und an den Abhängen des Lauibachs südöstlich Gstaad gut aufgeschlossen. Eine Schichtfolge lässt sich darin nicht feststellen, da das durch Falten und Schuppen gestörte Schichtfallen meist mit der Neigung des Berghangs mehr oder weniger parallel geht.

Im Moosbach auf 1080 m, in der Kleinen Simme südöstlich Riedli und im Tiefenbach auf 1330 m kommen in den Tonschiefern knorrige, stark durchbewegte, brecciöse Partien vor, in denen Sandkalke, Quarz, Dolomit und Kalzit als ungleichmässige und oft ausgequetschte Komponenten in einem Brei von Tonschiefern schwimmen. Ein Teil der Komponenten, Quarz- und Dolomitmörner, sind eingeschwemmt, während die Sandkalke dem Flysch entstammen und an Ort und Stelle als intrasedimentäre Breccie aufgearbeitet sind. Vermutlich ist die Bildung auf submarine Rutschungen zurückzuführen,

bei denen die kaum erhärteten Sandkalke in einem Strom von Tonschlamm zerbrochen und als Komponenten eingebettet wurden. Daneben haben aber auch tektonische Faltung und Quetschung bei der Entstehung solcher Breccien mitgeholfen. In den Kalk- und Tonschiefern zuunterst im Tiefenbach finden sich auch Ripple marks und Fliessspuren auf den Schichtflächen.

Fossilien sind in den Flyschschiefern und Kalken äusserst selten. In Mergelschiefern fanden sich im Tiefenbach auf 1340 m Fucoiden (H. 697). Im Graben östlich Wäflernweid konnten auf 1270 m ebenfalls Fucoidenschiefer und Mergelschiefer mit Wurmspuren beobachtet werden. Mikrofossilien wurden in den vielen An- und Dünnschliffen nur an einer Stelle gefunden. In plattigen, grauen Mergelschiefern trifft man im Moosbach, auf 1180 m, beim Wegübergang vom unteren Fang nach der Lochfluhweid, Globigerinen- und Globotruncanenschiefer an, die eine bestimmbare Fauna geliefert haben (H. und D. 437, 487). Es fanden sich darin:

*Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU).

*Globotruncana leupoldi* BOLLI?

*Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT).

*Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI.

Häufig kleine Globigerinen.

Vereinzelte Textularien und Lageniden.

Limonitisierte Bryozoenskelette.

*Gypsina*?

Nach BOLLI (12), O. RENZ (97) und TSCHACHTLI (130) würden diese Formen einer Oberkreide-Fauna aus dem Oberen Campanien bis Maestrichtien entsprechen. Wie wir aber im Kapitel über die Couches rouges gesehen haben, stammen die in den Couches rouges des Hornfluhgebietes spärlich erhaltenen Globotruncanen ebenfalls aus dem Oberen Senon — d. h. dem Campanien bis Maestrichtien. Wir müssen daraus schliessen, dass die Verflyschung der Couches rouges im Laufe des Maestrichtien stattgefunden hat. Eine Aufarbeitung von Kreidefossilien in noch jüngerem Flysch liegt kaum vor, da die Globotruncanen am beschriebenen Fundort recht häufig sind und eine in ihrem Alter deutlich zusammengehörige Formen-Gruppe bilden.

#### b) Rote Schiefer.

Im unteren Teil des Breccien-Flysches trifft man vom Moosbach bis nach Gstaad in den Tonschiefern eine Serie von grauen, oft grünlichen Kalk- und Mergelschiefern, in denen rote Tonschiefe eingelagert sind. Diese roten Schiefer sind nicht so auffällig und mächtig, wie sie SCHROEDER (118, S. 50) aus dem Chablais beschrieben hat oder wie sie schon von JACCARD (53, S. 444) am Eggli westlich der Saane festgestellt worden sind. Sie sind oft nur in Spuren sichtbar und wegen der geringen Mächtigkeit nicht durchgehend zu beobachten. Vermutlich ist der Horizont aber dennoch stets vorhanden.

Im Moosbach kann man auf Kote 1340 m, oberhalb des Weges, der vom Fang in die Flühweid führt, von unten nach oben folgende Schichtreihe feststellen:

1. Dunkle Tonschiefer mit unregelmässigen, zähen Sandkalkbänken.
2. ca. 10 m grünlichgraue Kalkschiefer mit rötlichen Schlieren (H. 439), mit Globigerinen, Textularien und wenigen gut erhaltenen Globotruncanen, darunter *Gl. lapparenti tricarinata* (QUER.) und Zwischenformen *Gl. linnei-stuarti* VÖGLER.
3. Im oberen Teil von 2 finden sich in Abständen von 0,5—1 m vier Lagen von ca. 10 cm von roten Kalk-tonschiefern (H. 440). Steril.
4. Über den graugrünen Kalkschiefern von 2 folgen schwarze Tonschiefer.

Auf dem linken Ufer der Kleinen Simme konnte zwischen Vorder Reichenstein und Bahnhof Oeschseite auf 1180 m folgendes Profil durch dieselbe Serie grauer und roter Schiefer aufgenommen werden:

Von unten nach oben:

1. 4 m tonige, glimmerreiche Schiefer mit Sandsteinbänken und sandigen Schiefern (H. 380).
2. ca. 2 m grüne, dichte, glänzende Mergelschiefer (H. 381).
3. 2 m rote Tonschiefer (H. 382), kalkarm bis kalkfrei.
4. 3 m dunkle, unregelmässige, glänzende Tonschiefer (H. 383), darin zunehmend nach oben Sandkalkbänken (H. und D. 348). Dann Übergang in den normalen Typ des Breccienflyschs.

Ein besserer Aufschluss durch die gleiche Serie findet sich im untersten Kaltenbrunnental, 100 m oberhalb der Einmündung des Kaltenbrunnenbachs in die Kleine Simme. Es folgen sich von unten nach oben:

1. Einige m braunschwarze Tonschiefer.
2. 2 m graugrüne Mergelschiefer.
3. 1 m unregelmässige, schlierige Wechsellagerung von grünen Mergelschiefern mit roten Tonschiefern. Rote Tonschiefer (H. 503) darin bis zu 10 cm. Steril.
4. 1 m grüne, glänzende Mergelschiefer.
5. 1 m schwarze Tonschiefer mit Sandkalkbänklein.
6. 5 m graugrüne Mergelschiefer (H. 502) mit feinkörnigen Sandsteinknollen.
7. 1 m schwarze Tonschiefer.
8. 3 m plattige, feine Sandkalke (H. 501) und sandige Schiefer mit Tonschieferzwischenlagen.  
Nach 8 m verrutschten Schiefen übergehend in
9. 50 m Mikrokristalline bis dichte Tonschiefer (H. 499) mit unregelmässigen Sandkalkbänken (H. 500).

Die Serie der roten Schiefer mit den grauen Mergel- und Kalkschiefern und den roten Tonschiefern lässt sich vergleichen mit den Flyschtypen III (Calcaires fins) und IV (Schistes rouges) von SCHROEDER (118, S. 49). Sie treten aber im Hornfluhgebiet immer in der Nähe der Ophiolithe und mit diesen an der Basis des Breccien-Flysches auf. Ob die rote Färbung im Zusammenhang steht mit den Ophiolithen, wie dies SCHROEDER annahm, kann nicht beurteilt werden, da die Aufschlüsse zu wenig Ausmass haben.

Das Alter der roten Schiefer und der sie begleitenden grüngrauen Mergel lässt sich nur anhand der im Moosbach gefundenen *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUER.) und *Gl. lapparenti-stuarti*-Zwischenformen als Oberkreide (Oberes Senon) festlegen.

Gegenüber den bunten Schiefen, die in der unteren Serie des Simmenflyschs auftreten, lassen sich die ähnlichen Schiefer der Breccien-Decke durch den verschiedenen Fossilgehalt unterscheiden. Während in der Simmen-Decke die roten Schiefer immer durch das Auftreten von *Globotruncana apenninica* RENZ gekennzeichnet sind, wie dies TSCHACHTLI (130, S. 52) und CAMPANA (20, S. 37) zeigten, und somit cenomanes Alter haben, sind die roten und grünen Schiefer der Breccien-Decke in der Regel steril oder führen aber Fossilien, wie im Moosbach, die für Ober-Senon bezeichnend sind.

Die Mächtigkeit der roten Schiefer nimmt von NE nach SW zu. Zwischen dem Simmental und dem Kaltenbrunnental trifft man sie als Einlagerungen in den grauen Schiefen, die maximal 15 cm mächtig werden. Im Tiefenbach sind sie — schlecht aufgeschlossen — in einer Mächtigkeit von ca. 50 cm auf Höhe 1290 m sichtbar; von hier bis zum Erbsernbach südlich Schönried lassen sich nur Spuren nachweisen, und zwar auf 1500 m Höhe. Am rechten Bachrand des Erbsernbaches auf 1380 m und 200 m westlich Brände (P. 1419) sind sie schon gegen 1 m mächtig; am Steilabfall westlich der Ober-Bort-Terrasse unter dem Palace Hotel in Gstaad bilden sie — 2 m mächtig — eine Einlagerung in graugrünen Ton- und Mergelschiefern (siehe JACCARD, 51, S. 88).

### c) Polygene Breccien.

LUGEON und GAGNEBIN (80, S. 26) erwähnen polygene Breccien im Flysch der Breccien-Decke an der Teilegg, und schon JACCARD (51, S. 34, 78) fand im Fang eine ähnliche Breccie, die er zwar noch zum Niesenflysch zählte. Es zeigte sich, dass diese polygenen Breccien vor allem im Nordostteil unseres Gebietes stark verbreitet sind.

### Komponenten der polygenen Breccie:

- Grünlicher Chlorit-Muskowit-Gneis.
- Chlorit-Biotit-Gneis und Glimmerschiefer.
- Grüner Granit.
- Triasquarzit.
- Fein- bis grobkörniger, gelb anwitternder Triasdolomit.
- Dichter Kalk.
- Feinkörnige Kalke mit Quarz und Glaukonit.
- Lumachellenkalk.
- Onkoidischer bis schwach oolithischer Kalk.
- Sandkalk und feiner Sandstein.
- Tonschiefer.

Die Komponenten sind meist eckig mit schwacher Abrollung an den Kanten; vereinzelte Körner sind gut gerundet. Die Grösse der Gerölle schwankt im Durchschnitt zwischen 0,2 und 3 cm. Im Fang fanden sich die grössten Komponenten mit einer Länge von 15 cm (grüner Gneis H. 557).

Die polygenen Breccien treten auf als gröbere Einschwemmungen in den unregelmässigen Sandkalkbänken des Flyschs der Breccien-Decke; sie bilden darin Linsen und Schlieren von 0,5—1,5 m Mächtigkeit. Die Übergänge von Sandkalkbänken in polygene Breccien sind gut zu beobachten im Bach östlich des Bahnhofes Oeschseite. Der tektonischen Beanspruchung und Faltung gegenüber verhielten sich diese Bänke wesentlich starrer als die angrenzenden Gesteine. Während die Schiefer und Sandkalke weitgehend den Bewegungen nachgaben und sich falten liessen, wurden die Breccien in einzelne Brocken zerrissen, die heute als abgeplattete Fladen, Linsen und Knollen unzusammenhängende Reihen in den Flyschschiefern bilden. Dies führt dazu, dass bei schwacher Humusdecke ein unregelmässiges Blockfeld polygener Breccien zu sehen ist, das auf den ersten Anblick einer Moräne sehr ähnlich ist. Ein solches Blockfeld beobachtete ich 500 m nordöstlich Bahnhof Oeschseite am Fussweg nach Weihermatten, ferner ein zweites östlich P. 1360 zwischen Fidertschi und Oeschseite und ein weiteres im Fang, am Osthang gegen Moosbach, zwischen 1080 m und 1230 m (oberes Ende: 50 m östlich des alten Rinderbergweges auf 1230 m. Sehr grosse Linse von ca. 30 m Länge und 10 m Breite).

Die polygenen Breccien im Flysch kommen stets in der Nachbarschaft der Ophiolithe vor, obschon das kristalline Material der Breccien in keinem Zusammenhang mit den basischen Ergüssen steht. Der Zusammenhang ist eher in tektonischen Bewegungen zu suchen, die eine Abtragung der nahen Küste bis auf den kristallinen Untergrund ermöglichten und zugleich ein Aufdringen des basischen Magmas erleichterten.

Kristallines Material grüner Gneise wurde aber nicht nur in den Kalk-Dolomit-Breccien eingeschwemmt, sondern konnte auch in einzelnen Körnern mit Quarz, Dolomit und Kalk in weichen Mergelschiefern beobachtet werden (Moosbach, H. und D. 437).

## 2. Ophiolithe

Die basischen Ergussgesteine, die einen wichtigen und typischen Bestandteil des Flyschs der Breccien-Decke darstellen, sollen im nächsten Kapitel im Detail beschrieben werden.

## 3. Zusammenfassung und Versuch der Aufstellung einer Schichtreihe

Der Flysch der Breccien-Decke besteht im Hornfluhgebiet in seiner Hauptmasse aus unregelmässig geschichteten, blättrigen, schwarzen bis grauen Tonschiefern und Mergelschiefern mit eingelagerten, wenig kontinuierlichen Bänken von Sandkalk und kalkigen Sandsteinen.

In einer basalen Serie, die etwa die unteren 200 m umfasst, können wir folgende Gesteine unterscheiden: Über den Couches rouges folgen schwarze Tonschiefer und graue Mergelschiefer, in welche die Intrusion der Ophiolithe erfolgte. Diesen sind oft, wie wir im nächsten Kapitel sehen werden, Hornsteine angelagert, vermutlich entstanden durch Förderung von Kieselsäure, in denen, wie im Fang, Radiolarien angereichert sein können. In der Nähe der Ophiolithe treten polygene Breccien auf, die in unregelmässigen Linsen und Brocken in den dunkeln Tonschiefern eingebettet sind. Lithologisch entsprechen diese Ablagerungen wohl dem als «Flysch» I von SCHROEDER (118, S. 48) beschriebenen Niveau im Chablais. Noch zur basalen Serie gehörend und nie weit von den Ophiolithen entfernt folgen darüber 10—15 m graue und grünliche Mergel- und Tonschiefer, in denen rote Tonschiefer eingelagert sind. Diese Serie der roten Schiefer, wie sie oben unter *b* beschrieben wurden (S. 30), entsprechen den Niveaux III und IV von SCHROEDER (op. cit. S. 49/50).

Über diesen mannigfaltigen und gut unterscheidbaren Ablagerungen der basalen Serie folgt die mächtige Serie der banalen Tonschiefer und Sandkalke, in der keine Unterteilungen mehr vorgenommen werden können. Es finden sich darin brecciöse knorrige Tonschiefer, in denen Quarz, Dolomit und Sandkalke als eckige Komponenten in wulstigen und weichen Tonschiefern eingeknetet sind. Der Kalk- und Quarzgehalt der Sandkalke und der Ton- und Mergelschiefer ist wechselnd, die Bankung ist unregelmässig und unruhig. Es ist fraglich, ob diese Serie den «Grès» des Flyschs V von SCHROEDER (S. 50) entspricht.

Die Mächtigkeit dieser oberen Serie konnte nirgends gemessen werden, ich schätze sie aber immerhin auf 200—500 m.

Das Alter der basalen Serie konnte anhand der folgenden Globotruncanen-Gruppe aus dem Moosbach als Oberkreide (oberstes Senon) bestimmt werden: *Gl. lapparenti lapparenti* BOLLI, *Gl. lapparenti tricarinata* (QUER.), *Gl. stuarti* (DE LAPP.), Zwischenformen *Gl. lapparenti-stuarti*. Da, wie wir gesehen haben, auch die Couches rouges bis in das Maestrichtien hinaufreichen, muss die Grenze Couches rouges-Flysch ins Maestrichtien fallen. Ob der Flysch mit seiner oberen Serie noch bis ins Tertiär hinaufreicht, lässt sich wegen des Fehlens von Fossilien nicht entscheiden.

### c) Ophiolithe im Flysch

#### 1. Einleitung

Als um die Jahrhundertwende, angeregt durch die Deckentheorie und die Herkunftsfrage exotischer Massen und Gesteine, das Interesse sich auch den exotischen Blöcken der Préalpes wieder zuwandte, veröffentlichten 1901 F. JACCARD (50), G. ROESSINGER und A. BONARD (102) und H. SCHARDT (113) Arbeiten über neu gefundene Blöcke basischer Eruptivgesteine im Hornfluhgebiet, die F. JACCARD 1904 (51) noch ergänzte. B. STUDER hatte schon 1853 (126, Bd. II, S. 122 und 124) auf ein «Diorit»-Vorkommen zwischen Zweisimmen und Saanenmöser und ein zweites, mandelsteinartiges im Grischbach (= Fenil-Block) aufmerksam gemacht. Die acht Vorkommen, die JACCARD (51) zusammenfassend aufführt, werden petrographisch als hypoabyssischer Gabbro oder Ophit bezeichnet. Dieser Verfasser kommt — da er weder in den Ophiolithen noch im Nebengestein Kontakterscheinungen gefunden hat — zum Schluss (S. 39), dass es sich um mechanisch in den Flysch gelangte Schürflinge handle. Dies war die Auffassung der meisten Préalpesgeologen, obschon SCHARDT (106, S. 17) und MICHEL LÉVY (85) den Block im Grischbachtal und letzterer auch die Blöcke im Chablais als «filon» (Dike) in anstossendes Gestein intrudiert betrachtet hatten. STEINMANN (123, 124) verband dann die Grüngesteine (an die Verhältnisse im penninischen Raum anknüpfend) mit den Tiefseeabsätzen (vor allem den Radiolariten) und stellte in den Préalpes diese Gesteine zusammen in eine tektonisch höhere Einheit, in die Rhätische Decke (später Simmen-Decke). W. J. SCHROEDER erkannte aber 1938 (116, 117), dass die Ophiolithe am Voirgne im Plateau des Gets als submarine Ergüsse zu deuten sind, die auf den Boden des Flyschmeeres der Breccien-Decke ausflossen. 1939 (118) beschrieb der gleiche Autor alle basischen Ergussgesteine der Flyschsenke von Les Gets und kurz diejenigen der Préalpes romandes und teilte die Vorkommen in subaquatische Ergüsse (mit Pillow-lava und Varioliten) und sillartige Lagergänge (mit porphyrischen Diabasen) ein. Alle Vorkommen, mit Ausnahme desjenigen vom Jaunpass, sollen in den Flysch der Breccien-Decke eingedrungen sein. M. VUAGNAT (133) unterzog dann die von SCHROEDER beschriebenen Gesteine einer petrographischen Untersuchung und suchte anschliessend die Genese näher zu erklären und mit den basischen Komponenten des Taveyannaz-Sandsteins in Verbindung zu bringen.

Im nachfolgenden werde ich versuchen, die Vorkommen der Hornfluh in die von VUAGNAT aufgestellte Einteilung einzureihen. 1944 befasste sich derselbe Autor (134) kurz mit den Vorkommen im Gebiet der Hornfluh und stellte sie in die Gruppe der Chlorit-Albit-Diabase von ophitischer Struktur aus der Serie der Spilite<sup>1)</sup>.

#### 2. Mineralbestand

Im Handstück sind die Ophiolithe der Hornfluh helle, graugrüne, massige Gesteine, die ziemlich stark zerklüftet sind und durch die Verwitterung schwarzbraun anlaufen.

Neben den beiden Hauptmineralien Plagioklas und Chlorit finden sich als akzessorische Bestandteile Biotit, Erze und Leukoxen, Apatit und sekundär Kalzit und Quarz. Diese Mineralparagenese ist weitgehend auch schon von VUAGNAT (134) beobachtet worden.

<sup>1)</sup> Vor kurzem erschien, ebenfalls von M. VUAGNAT (Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 26, S. 116, 1946), eine Abhandlung über einige Diabase der Schweiz, worin auch die intersertalen Hornfluh-Ophiolithe einer näheren mineralogischen, petrochemischen und genetischen Untersuchung unterzogen werden. Auf S. 189 und 191 l. c. wird auch eine Analyse des Diabases von Oeschseite wiedergegeben und zur Diskussion herbeigezogen. Betr. Vorkommen von Oeschseite vgl. S. 38 der vorliegenden Arbeit.

#### Plagioklas.

Hauptbestandteil der Ophiolithe ist der Plagioklas. Am Universal-Drehtisch konnten in verschiedenen Schliffen eine Anzahl von Bestimmungen anhand vorzüglicher Zwillingslamellen und Spaltsysteme vorgenommen werden. Wie dies schon MICHEL LÉVY, SCHROEDER und VUAGNAT feststellten, handelt es sich um fast reinen Albit.

Der Erhaltungszustand der Feldspäte ist sehr verschieden. Neben fast frischen findet man andernorts stark chloritisierte und serizitisierte Individuen. Die Umwandlung geschieht auf zwei Arten:

a) Weit aus die häufigste Umwandlungsart ist das Einwachsen von chloritischer Substanz längs Spaltrissen und Zwillingsflächen (vgl. VUAGNAT 133, S. 401, Abschnitt c). Der Chlorit breitet sich zuerst nur in feinen Lamellen auf Kosten des Feldspats aus und teilt diesen netzartig auf. Oft kann der Umfang eines so weitgehend umgewandelten Plagioklases nur noch an der gleichzeitigen Auslöschung verstreuter, von Chlorit umgebener Stücke erkannt werden. Mit dem Chlorit entsteht meistens auch noch Leukoxen.

b) Kalzitisierung und Serizitisierung. Im Gegensatz zum Chlorit sammeln sich Kalzit und Serizit nicht in einem Netz, sondern in einzelnen verteilten Schüppchen am Rand und im Innern der Feldspäte an. Bevorzugte Ausdehnungsrichtung sind aber auch hier die Spaltflächen und Zwillingsgrenzen.

Die vielfach auffallende Klarheit der Albite, das vollständige Fehlen von Epidot-Zoisit als Umwandlungsprodukt sowie das Fehlen von Albiten mit zonarem Bau lassen auf primäre Natur der Albite schliessen. Dieser Meinung sind auch M. VUAGNAT (134) und H. GRUNAU<sup>1)</sup>.

#### Chlorit.

Der zweite wichtige Bestandteil ist Chlorit. Makroskopisch ist er als dunkelgrüne bis schwarze Aggregate mit unregelmässiger Umgrenzung sichtbar. Er gibt dem Gestein die grüngraue Farbe.

Unter dem Mikroskop ist er schwach grünlich, mit geringer Lichtbrechung. Im polarisierten Licht zeigt er in grossen Flächen oft Isotropie oder schwach bläuliche Interferenzfarben. VUAGNAT (133, S. 402) hat schon darauf hingewiesen, dass es sich bei dieser isotropen Substanz um glasige Grundmasse handeln kann, die nachträglich chloritisiert worden ist.

a) Primärer Chlorit kann als Zwickelfüllung zwischen den Feldspatleisten auftreten. Die primäre Natur kann jedoch nicht sicher bestimmt werden, da zu viel sekundärer Chlorit auftritt und eine Grenze zwischen primären Schuppen und sekundären Bildungen kaum gezogen werden kann.

b) Sekundär finden wir ihn als Verdrängungsprodukt femischer Bestandteile. An den Umrissen lassen sich Pseudomorphosen nach Pyroxenen (Augit) und nach Olivin (evtl. auch Hornblende) erkennen. Restschollen solcher verdrängter Fe-Mg-Silikate findet man nirgends mehr. Nur vom Biotit, der ebenfalls durch Chlorit verdrängt wird, findet man noch kleine restliche Fetzen.

Auf die Chloritisierung der Feldspäte wurde schon hingewiesen.

#### Erze.

Als primärer Nebenbestandteil, und wahrscheinlich auch bei der Chloritisierung der femischen Bestandteile entstanden, finden sich Ilmenit, Pyrit und selten Magnetit. Der Ilmenit ist weitgehend durch Leukoxen ersetzt, der neben der Abbildung der ehemaligen Ilmenitkristalle in Stäbchen und trigonalen Körnern auch als opake und semiopake feine Kügelchen Chlorit und Feldspäte durchsetzt. Der Pyrit tritt in Form von Körnern und feinem «Nebel» auf.

#### Biotit.

Die Biotitrelikte sind randlich entfärbt, zeigen aber im Innern meist noch braune Farbe und deutlichen Pleochroismus. Grössere Biotitkristalle sind nicht mehr zu erkennen.

#### Apatit.

In feinen, langen Nadeln durchsticht der Apatit als akzessorischer Bestandteil die Feldspäte.

#### Karbonate.

Der Kalzit ist als sekundärer Bestandteil in einigen Vorkommen häufig. Wie schon bei den Feldspäten erwähnt wurde, beteiligt er sich an der Plagioklasverdrängung; er findet sich aber auch in der Zwischenklemmasse und in den Chloriten in grösseren Aggregaten.

In Verbindung mit Ilmenit und Leukoxen trifft man selten auch Perowskit.

#### Quarz.

Die klaren, gut umrandeten Quarzkörner, die man selten findet, wurden vermutlich sekundär gebildet.

### 3. Strukturen

#### a) Ophitisch

Der grösste Teil der Hornfluhophiolithe ist von ophitischer Struktur. Die Feldspatleisten und -tafeln bilden ein sperriges Gefüge mit geringen Zwischenräumen, die von Chlorit und von akzessorischen Bestandteilen eingenommen werden. Grössere Chloritansammlungen mit oft gut begrenzten Umrissen lassen den Platz ehemaliger femischer Mineralien erkennen. Die Feldspäte sind durchschnittlich 2—4 mm lang, können aber eine maximale Länge von 6 mm erreichen. In der Regel ist nur eine Generation von Feldspäten vorhanden. Grössere porphyrische Einsprenglinge, wie sie im Chablais oder am Jaunpass vorkommen, konnten nicht gefunden werden.

<sup>1)</sup> H. GRUNAU, der das Ophiolithvorkommen am Jaunpass näher untersuchte (Mitt. Natf. Ges. Bern, N. F., Bd. 3, S. VII, 1946, und Schw. Min. Petr. Mitt. V. XXV, S. 311, 1945), fand dort eine auffallend ähnliche Mineralzusammensetzung, die auch mit den von VUAGNAT (133) aus dem Chablais von Les Gets beschriebenen Ophiolithen grosse Ähnlichkeit hat, so dass ein enger Zusammenhang in der Zusammensetzung des Magmas bestanden haben muss; dieser ist wohl darauf zurückzuführen, dass alle Ophiolithvorkommen der Préalpes (Breccien-Decke und Simmen-Decke) demselben Magmenherd entstammen.

#### b) Fein-ophitisch

Diese Struktur weicht von der ophitischen Struktur *a* in der Korngrösse ab. Die Feldspatleisten erreichen maximal 1,5 mm und sind durchschnittlich 0,5—1 mm lang. Die Anordnung der Leisten kann schon Übergänge zum variolitisch-arboreszenten Gefüge *c* aufweisen, d. h. die Albite sind teilweise strahlig, büschelig zusammengelegt, mit feinen Zwischenlamellen von Chlorit und Leukoxen.

#### c) Arboreszent-variolitisch

Die Feldspäte der Grundmasse sind variolitisch-büschelig angeordnet, ohne dass jedoch einzelne Variolen vom übrigen Verband abgetrennt werden können. Zwischen den eng verbundenen, fächerförmigen bis radiären Feldspatbüscheln und Lamellen sind eine Menge opaker und semiopaker Leukoxenkörnchen eingelagert (VUAGNAT 133, S. 403, § 1, 3), die der Grundmasse ein leicht milchiges, getrübbes Aussehen geben. In dieser Grundmasse schwimmen grössere Porphyroblasten (2—3 mm) von Chlorit oder Kalzit, die deutlich die Form ehemaliger Pyroxene abbilden. Um diese klaren, wohlbegrenzten Chloritflächen herum, die im Handstück als grünliche Körner in einer hellgrauen Umgebung erscheinen, erkennt man eine Anreicherung von Leukoxenkörnchen zu einem dunkeln Reaktionsrand, der entweder bei der Chloritisierung der Augite entstanden ist, oder einer chemisch primär anders gearteten Zone um die Augite herum entspricht.

Die hier geschilderten Strukturen lassen sich mit den von VUAGNAT (133, S. 406 f.) angegebenen Typen folgendermassen vergleichen:

Struktur <i>a</i>	entspricht	Typ 1, <i>e</i> , «ophitique»,
» <i>b</i>	»	» 1, <i>d</i> , «arborescent grossier»,
» <i>c</i>	»	» 1, <i>b</i> , «arborescent fin».

Neben diesen drei Haupttypen, kann man noch einige Übergangsformen und Spezialfälle finden, die im Zusammenhang mit den Lokalbeschreibungen erwähnt werden sollen.

### 4. Die einzelnen Ophiolithvorkommen nördlich der Hornfluh

Die Reihenfolge der Beschreibung geht von E nach W. Um Verwechslungen zu vermeiden, sind den Ortsangaben noch die Koordinatenzahlen beigegeben. Die Literaturangaben hinter den Titeln verweisen auf frühere Beschreibungen desselben Ophiolithvorkommens. Über die topographische Lage orientieren auch die Tafeln I und III.

#### 1. Moosbach (51, 113)

Geographische Lage: 600 m westlich Einnündung des Moosbaches in die Simme am Osthang des Ausläufers Rinderberg-Eggweid-Fang-Halten. 30 m unterhalb des Anrisses eines Moräneschuttstromes. Höhe: 1120 m, Koord. 595 050/154 300.

Durch den Schuttstrom, der von der Hangkante abreisst und am Osthang bis auf den Talboden der Simme reicht, ist der Ophiolith freigelegt worden. Wie kaum an einem anderen Aufschluss lässt sich an diesem die konkordante Einschaltung als Linse im Flysch erkennen. Der Ophiolith ist 4 m mächtig, 20 m lang und fällt mit 25 Grad nach NW ein. Die Hauptmasse des dunkelgrauen Gesteins ist von ophitischer Struktur mit stark serizitisierten und chloritisierten Feldspäten; diese zeigen tektonische Zertrümmerung, wodurch das Eindringen des Chlorits längs der Bruchgrenzen erleichtert wird. Daneben fällt im Mineralbestand viel Leukoxen und Pyrit auf (H. und D. 558 *a*). Randlich zeigt der Ophiolith viele Verzweigungen in die dunkeln Flyschschiefer und Sandkalke mit polygenen Breccien. Diese Abzweigungen und Abquetschungen, die JACCARD (51, S. 37) in einem Profil beschreibt, sind sehr unregelmässig. Bänke von 30—40 cm setzen sich in Linsenschnüren von einigen Zentimetern fort, können dann aber wieder erneut anschwellen. Die Schnüre sind nicht nur tektonisch ausgewalzt, sondern als Nebengänge des dünnflüssigen Magmas ins Nebengestein eingedrungen, wo sie sich relativ rasch abkühlten und auskristallisierten. Das Hauptmaterial dieser Randpartien und dünnen Schnüre bildet der Chlorit, mylonitisch vermengt mit tonig-sandigen Schlieren. In diesem Gemenge finden sich rundliche Aggregate und Augen von feinvariolitischer Feldspatsubstanz (D. 558 *b*) neben feinophitischen Fetzen und ungeordneten Feldspatschlieren (D. 559 *a*). Das Nebengestein zeigt keine Kontakterscheinungen.

Der Block von Halten (JACCARD 51, S. 32) ist nicht anstehend, sondern liegt in der mächtigen Moräne von Zweisimmen-Halten und ist somit erratisch.

## 2. Altenried

Geographische Lage: 400 m südsüdöstlich Strassenabzweigung Zweisimmen–Fang–Oeschseite in Baumgruppen.  
Höhe: 1160 und 1170 m, Koord. 594 650/154 250.

In einer Gruppe von Ahornbäumen und dem ca. 50 m nordwestlich davon gelegenen Wäldchen sind übereinander zwei langgestreckte Linsen von 25 m Länge und 2–3 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Ein Kontakt mit dem Flysch ist nicht sichtbar. Die Struktur ist bei beiden Blöcken ophitisch, beim unteren normal, beim oberen feinophitisch. Letzterer ist ein hellgraues Gestein und enthält viel Leukoxen zwischen den klaren, zum Teil büscheligen und nadeligen Feldspäten (H. und D. 484).

## 3. Fang (50, 51, 113)

Geographische Lage: a) Kleine Grube bei Punkt 1287,1 Fang. Fortsetzung südwestlich davon auf gleicher Höhe.  
b) Alter Rinderbergweg, 120 m nordwestlich P. 1287,1.

Das Ophiolithvorkommen vom Fang teilt sich in zwei Blöcke, die gesondert beschrieben werden sollen:

a) Block von P. 1287,1 und südwestlich davon.

In dem kleinen Steinbruch an der Strassenkurve bei P. 1287,1 steht ein grosser Block von massigem, normalophitischem Gestein von 5 m Mächtigkeit an. Darunter liegen schwarze, tonige Schiefer, die bei einem Streichen von N 35° E mit 40° nach NW einfallen. Der chloritreiche Ophiolith wird hier zur Beschotterung der Strasse gebrochen. Der Aufschluss ist 40 m lang und bildet den vorspringenden Kopf des P. 1287,1. Südwestlich davon taucht der Ophiolith in dem Wäldchen neben der Strasse wieder auf und lässt sich bei einer Mächtigkeit von 15–20 m auf eine Länge von 200 m verfolgen. Er endet bei der Alphütte 300 m südwestlich P. 1287,1. Auf dem Fussweg, der von dort nach Weihermatten führt (fehlt in der neuen Landeskarte), findet man noch einen letzten kleinen Block. Dieses Vorkommen, mit seiner Längsausdehnung von nahezu 300 m, ist das grösste, das im Hornfluhgebiet beobachtet wurde.

b) Rinderbergweg.

Auf dem alten Rinderbergweg, der unterhalb Fang die nach SE ausholende Strassenkurve abkürzt, findet man — nach der Moränenbedeckung, die den ganzen Rücken von Halten einnimmt — auf 1250 m von unten nach oben:

1. ca. 5 m tonigkalkiger Flysch (H. 417, 418); die grauen Kalke und Mergelkalke, in Plättchen von 2–5 cm mit Zwischenlagerung von Tonschiefern, geben dem Flysch grosse Ähnlichkeit mit dem «Plättchenflysch (130)» der Klippen-Decke. Der Aufschluss ist aber zu klein, um eine definitive Zuteilung zu dieser Decke vornehmen zu können. Es folgen
- 10 m Moränenbedeckung.
2. 0,5 m graugrüne Tonschiefer (H. 419) am westlichen Wegrand.
3. 1,5 m ophitischer Ophiolith (H. und D. 420) auf dem Weg. Die Feldspäte sind stark chloritisiert und oft büschelig angeordnet.
4. 1 m wechselnde Folge von  
20–30 cm mächtigen Linsen von arboreszentem Ophiolith (H. und D. 421) (Typ c, S. 35) mit unregelmässigen Bänken von hellen, graugrünen Hornsteinen (H. und D. 641, 422), die vollständig kalkfrei sind und dichte bis mikrokristalline Struktur zeigen, und schwarzen, kompakten, kieseligen Schiefern (H. und D. 423); die letztern weisen im Dünnschliff eine grosse Zahl von Radiolarien auf (vorwiegend Spumellarien, Nassellarien untergeordnet) und sehen aus wie ein verschiefter Radiolarit.  
Darüber folgt Moräne bis P. 1287,1.

Während der massige, ophitische Ophiolith 3 den eigentlichen Lagergang bildet, haben wir bei 4 eine Struktur, die an diejenige der subaquatischen Ergüsse im Chablais und am Jaunpass erinnert. Die sie begleitenden Hornsteine scheinen ein kontaktmetamorph verändertes Gestein zu sein, während die Radiolarienkiesel-schiefer eine Milieuänderung des benachbarten Meeresbodens anzeigen. Es muss angenommen werden, dass im vorliegenden Fall wenn nicht eine Extrusion, so doch eine Intrusion bei sehr geringer Überdeckung vorliegt.

Zwischen den Blöcken im Fang und dem Vorkommen im Moosbach findet man eine deutliche Linsenreihe von polygenen Breccien, deren grösster Block von JACCARD (51, S. 34, 78) als Niesenflysch gedeutet wurde. Wie im letzten Kapitel nachgewiesen worden ist, handelt es sich aber um Einlagerungen im Flysch der Breccien-Decke.

#### 4. Weihermatten

Westlich und südwestlich P. 1230 Weihermatten (südwestlich vom Fang) finden sich zwei weitere Aufschlüsse von Ophiolithblöcken.

Geographische Lage: *a*) Kleines Tannenwäldchen südlich der Strasse Fang-Kaltenbrunnen, 320 m südöstlich P. 1230. Höhe: 1250 m, Koord. 593 970/153 350. *b*) Waldrand der nach SW vorspringenden Waldecke nördlich derselben Strasse, 180 m westlich P. 1230. Höhe: 1215 m, Koord. 594 000/153 570.

*a*) Das Vorkommen südlich der Strasse hat ca. 30 m Länge und 4 m Mächtigkeit. Es ist ein Ophiolith rein ophitischer Struktur mit frischen Feldspäten. Der Kontakt mit dem umgebenden Flysch ist nicht aufgeschlossen, doch ist an dem bevorzugten Kluftsystem zu erkennen, dass die Streichrichtung dieser Linse ca. N-S verläuft und mit 45° nach W einfällt (H. und D. 416). Der Ophiolith ist zu Bauzwecken gebrochen worden.

*b*) In der Fortsetzung von *a* findet sich nördlich der Strasse ein 1—2 m mächtiger, 30 m langer Aufschluss eines ophitischen Ophioliths (H. 570). Auch hier ist kein Kontakt mit dem Flysch sichtbar.

Die beiden Vorkommen verbinden sich in der Streichrichtung einerseits mit denjenigen im Fang und andererseits durch eine durchgehende Reihe polygener Breccien-Bänke mit denjenigen von Altenried. Daraus kann geschlossen werden, dass die Ophiolithzone im Fang untertaucht und in Altenried wieder flach ausstösst. Die gemessenen Streich- und Fallrichtungen des Flyschs in der Umgebung führen zum gleichen Ergebnis (siehe Profile 1 und 2).

#### 5. Eggweid-Rinderberg (50, 51, 113)

Geographische Lage: Dieses Vorkommen wurde schon ausführlich in der Arbeit von F. JACCARD (51, S. 35) beschrieben. Die drei grössten Blöcke befinden sich: *a*) im Wäldchen 100 m westsüdwestlich P. 1550 südlich Eggweid in der Mulde des oberen westlichen Moosbaches. Höhe: 1560—1580 m, Koord. 594 150/152 000; *b*) bei der Tannengruppe 100 m südwestlich von *a*. Höhe: 1610—1620 m, Koord. 594 100/151 880; *c*) westlich des Weges Eggweid-Rinderberg, 200 m nordwestlich P. 1714. Vom Weg an bis 100 m westlich davon. Höhe: 1650, Koord. 593 850—950/151 770.

Die Struktur aller Ophiolithe auf der Eggweid ist ophitisch, mit Ausnahme lokaler Randbildungen.

Vorkommen *a*. Dieses bildet auf einer Strecke von 100 m ein kleines Felswändchen von 5—10 m Höhe (H. 361). Am Nordende sieht man die Auflagerung des Ophioliths auf schwarzen zerkneteten Schiefen (H. 362) mit tektonischem Kontakt.

Zwischen der Eggweidhütte (südlich P. 1502,9) und dem Vorkommen *a* zeigen sich — schlecht aufgeschlossen — noch einige kleinere Blöcke:

ein kleiner Brocken von max.  $\frac{1}{2}$  m<sup>3</sup> direkt südlich hinter der Hütte,

ein etwa gleich grosser Block zwischen der Hütte und dem Bach östlich davon in flachliegenden Flyschschiefern (H. 359),

ein freigelegter Block von 1 m<sup>3</sup> im Bachbett des westlichen oberen Moosbaches auf 1460 m,

ein kleiner Block zwischen der Hütte bei P. 1550 und dem Vorkommen *a*.

Vorkommen *b*. Dieses bildet die südwestliche Fortsetzung des Ophioliths *a* oberhalb des Zaunes, der die Eggweid vom Rinderberg trennt. Am oberen Ende des Vorkommens befindet sich ein Brunnen. Die Länge des Aufschlusses ist 25 m, die Breite 6—8 m und die Mächtigkeit 1,5—2 m (H. und D. 341). In seinem nördlichen Teil ist an seiner Basis der Kontakt mit dem unterliegenden Flysch sichtbar. Wie im Moosbach sieht man auch hier ausgequetschte Lamellen von Ophiolith, mit Einschlüssen von Flyschschiefern (H. 340) zwischen schwarzen knorrigen Tonschiefern und Sandkalken (H. 338, 339). Diese randliche Vermengung des Eruptivgesteins mit dem Flysch ist zum Teil primär und an der Feldspatstruktur erkennbar, wurde aber tektonisch verstärkt. Der reichliche Chlorit bildete dabei Gleitbahnen und wirkte als Schmiermittel, das in das Sediment hineingepresst wurde (H. 336). Auch am oberen Rand des Blockes beim Brunnen findet sich eine solche Mischzone von chloritreichem Ophiolith und Tonschiefern (H. 650), begleitet von hellgrauen Hornsteinen.

Zwischen dem Weg und dem Vorkommen *b* ist noch ein ganzer Schwarm von Blöcken und Brocken in der Weide verteilt, von denen einer arboreszente Struktur zeigt (H. und D. 342) und ein anderer, der auf einem nach E abzweigenden Weglein liegt, wieder eine verquetschte Mischzone Ophiolith-Flysch aufweist (H. 343).

Vorkommen *c*. Ganz ähnliche Verhältnisse treffen wir beim dritten grossen Vorkommen an. Es besteht aus einer Anzahl kleinerer Blöcke, die aber so nahe beieinander liegen, dass sie sicher zusammengehören. Das Vorkommen beginnt, als Fortsetzung von *b*, westlich neben dem Weg in einer Gruppe junger Tannen auf 1660 m und lässt sich von da 100 m weit nach W in den Bachgraben hinab verfolgen. Es besteht aus ophitischem Gestein (H. 351), ohne sichtbare Grenze gegen den Flysch. An seinem Westende sieht man jedoch wieder das Eindringen von chloritreichem Ophiolith in die dunkeln Schiefer (H. 352, 353, 357). Dort befindet sich das Eruptivmaterial noch etwa 1 m über dem Kontakt Couches rouges-Flysch, den ich im Kapitel über die Couches rouges beschrieben habe (S. 27). Obschon ein Teil des Flysches ausgequetscht sein kann, liegt die Intrusion der Eggweid-Rinderberg-Ophiolithe in den untersten 20 m der Flyschserie. Es konnten keine Anhaltspunkte gefunden werden, die für ein Aufdringen des Eruptivmaterials in unmittelbarer Nähe der Aufschlüsse sprächen.

## 6. Fidertschi

600 m nordwestlich des Blockfeldes Eggweid-Rinderberg schliesst sich eine weitere Gruppe von Ophiolithen nahe der Grenze Couches rouges-Flysch an. Neben verstreut umherliegenden Stücken treten vier grössere Blöcke auf.

Geographische Lage: *a*) Kleiner Block von  $\frac{1}{2}$  m<sup>3</sup> im Oberlauf des Baches südwestlich Oeschseite. Höhe: 1400 m, 290 m westnordwestlich P. 1506 Wallenboden, Koord. 593 350/152 140.

*b—d* in der Mulde südlich des Baches Fidertschi-Stockbrunnen:

*b*) 260 m nordnordöstlich P. 1506. Höhe: 1450 m, Koord. 593 630/152 270. Der Block hat eine Länge von 2 m und eine Mächtigkeit von 1 m und ist im Kontakt mit graugrünen, dichten Hornsteinen (H. 512).

*c*) Kleiner Block von  $\frac{1}{2}$  m<sup>3</sup>, 100 m östlich *b*. Höhe: 1450 m, Koord. 593 720/152 260.

*d*) Kleiner Block, Grösse wie *c*. Auf der gleichen Höhe, 150 m nordwestlich davon. Am untern Rand eines kleinen Wäldchens. Koord. 593 830/152 360.

Die Ophiolithe im Fidertschi bestehen aus ophitischem Gestein und zeigen ausser *b* keine Kontakte mit dem Flysch. Sie sind die westlichsten Vorkommen zwischen Zweisimmen und Kaltenbrunnental.

## 7. Blöcke südlich Oeschseite

Geographische Lage: In der südlichen Fortsetzung des Baches westlich Bahnhof Oeschseite, am Südrand eines kleinen Wäldchens auf 1260 m Höhe. 350 m östlich P. 1203, Koord. 593 200/152 800.

Die flachliegende Linse, die keinen Aufschluss über die Lagerung im Flysch gibt, besteht aus ophitischem Ophiolith und hat bei einer Mächtigkeit von 1—1,5 m eine Länge von 5 m.

In ihrer Verlängerung nach SW schaut auf dem Fussweg Oeschseite-Klusweiden auf 1280 m ein kleiner isolierter Block von 0,5 m im Quadrat aus dem Weidland.

Eine weitere Linse von 1,5 m auf 0,6 m findet sich am linken Grabenhang des Baches östlich Bahnhof Oeschseite auf 1170 m in dunkeln Schiefen mit knorrigem Sandkalken.

## 8. Blockfeld nördlich Oeschseite (51, 126)

Geographische Lage: Am oberen Rand der jungquartären Rinne der Kleinen Simme, 230 m nordwestlich P. 1151 Bahnhof Oeschseite. Höhe: 1100—1120 m, Koord. 593 100/153 330—480 (Profil 2).

Das schon von BERNHARD STUDER entdeckte Vorkommen hat eine Länge von 150 m und eine Breite von 50 m. Heute stellt es nur noch ein Blockfeld von dieser Ausdehnung dar, ohne Zusammenhang und Kontakt mit dem Flysch. Das massige ophitische Gestein (H. und D. 373) wurde, wie JACCARD berichtet (51, S. 36), während des Bahnbaues der Montreux-Oberland-Bahn als Baustein oder Schotter gebrochen. Unter dem Mikroskop sind im Ophiolith zwei Generationen von Plagioklas zu sehen:

sperrige, 4—6 mm lange Albite, die stark serizitisiert und durch Kalzit und Chlorit angegriffen sind;

feine ophitische bis arboreszente Albite in den Zwischenräumen zwischen den grossen Feldspäten, begleitet von Kalzit und Chlorit.

Die Abkühlungsbedingungen müssen sich während der Auskristallisation geändert haben, so dass die erste Generation normal ophitische Ausbildung annehmen konnte, während die zweite Generation als Folge rascher Abkühlung arboreszente Strukturen zeigt.

350 m nordwestlich des Nordendes des Blockfeldes liegen zwei kleinere Blöcke lose in schiefrigem Flysch am oberen Grabenrand südlich der Einmündung des Seitenbaches bei Stockbrunnen. Auch diese zeigen ophitische Struktur (H. 372).

### 9. Kleine Simme

Geographische Lage: Im Bett der Kleinen Simme, 100 m oberhalb der Stelle, an der Kote 1020 den Bach überquert. Höhe: 1025 m.

Der Block, der am linken Ufer der Kleinen Simme zwischen Bach und Weg liegt und 6—8 m im Geviert misst, ist aus dem Flysch herausgerodiert worden und in das Bachbett abgesackt. Die wellige Oberfläche, die jetzt dem Bach zugekehrt ist, war wahrscheinlich früher mit dem Flysch konkordant. Sie zeigt einen stark tektonisierten, von Quarz und Kalzitadern durchzogenen Kontakt zwischen dem ophitischen Ophiolith und tektonisch brecciösen, grauen, dichten Hornsteinen. Ersterer zeigt unter dem Mikroskop (H. und D. 472) zwei Generationen von Feldspäten. Die Hauptmasse bilden wohlausgebildete Albite in ophitischem Gefüge; sie zeigen leichte Serizitisierung und Kataklyse. In zweiter Generation erkennen wir als Teil der Zwischenklemmasse ein arboreszent-variolitisches Gemenge von Feldspat. Ob daran auch noch Quarz teilnimmt, ist schwer zu beurteilen, da die Masse feinkörnig verfilzt ist und nur einzelne klare Variolen von geringem Durchmesser umschliesst. Diese Aggregate zweiter Generation treten aber nicht nur zwischen den grossen Feldspäten auf, sondern finden sich vereinzelt auch als Einschluss in den Albiten, ohne dass ein Eindringen in dieselben gesehen werden kann. Es muss schon während der ersten Ausscheidung zu einer Mischung gekommen sein, bei der randliche Partien mit arboreszent-variolitischer Struktur von grösseren Albiten umschlossen wurden, bevor sich die Zwischenklemmasse gleicher Struktur bildete. Da diese Gemenge gut umgrenzt sind und die Feldspäte keine Korrosionserscheinungen oder Reststrukturen zeigen, scheint es sich dabei nicht um eine sekundäre Bildung zu handeln. Am Kontakt mit den Hornsteinen zeigt der Ophiolith keine weiteren Veränderungen. Er stösst direkt mit der ophitischen Struktur an die brecciösen Hornsteine (H. und D. 473, H. 474, 476).

### 10. Saanenwald

Geographische Lage: Kleiner, auf der neuen Landeskarte nicht eingezeichneter Bach, in der südlichen Fortsetzung des Baches westlich Wäflersweid. 360 m westsüdwestlich P. 1377. Höhe: 1390 m, Koord. 591 860/151 780.

Dieser Ophiolithaufschluss ist der einzige im Gebiet zwischen Kaltenbrunnen- und Tiefenbach und besteht aus einigen kleinen Brocken, die nichts über die Lagerung aussagen. Sie sind von ophitischer Struktur mit langen, makroskopisch sichtbaren Feldspatnadeln und -tafeln (bis 8 mm, H. 698).

### 11. Block von Horneggli-Wittern (51, 102)

Geographische Lage: Wald am Steilhang unter der Moräne zwischen Skihütte Horneggli und Haldisbergli. 200 m südöstlich senkrecht über P. 1483. Höhe: 1570 m, Koord. 590 270/149 980.

Das Vorkommen wurde von ROESSINGER und BONARD in seiner Situation und Ausdehnung (102) schon ausführlich beschrieben. Als Linse im Flysch ist es ca. 25 m lang und 6 m mächtig. Bei einem SW-NE-Streichen fällt es mit 45—50° nach SE ein. Die Lagerung ist gegenüber dem Streichen und Fallen der Hauptfalte der Hornfluh überkippt und verkehrt. Der Kontakt mit dem Flysch ist an seinem Nordostende gut sichtbar.

Die Hauptmasse des Blockes ist normalophitisch, ziemlich stark chloritisiert (H. und D. 652). Am unteren Rand (stratigraphisch oben), wo die Auflagerung auf dem Flysch nicht zu sehen ist, findet sich eine Zone von 50 cm mit stark klastischen Schlieren von einigen Zentimetern Dicke (H. und D. 654), in denen die Feldspäte in einzelne Trümmer aufgelöst sind, die in einer Paste von Chlorit schwimmen. Auch hier sammelte sich der Chlorit auf Gleithorizonten an. Die obere Grenze — sie entspricht wegen der verkehrten Lagerung der stratigraphisch untern — wird durch eine Zone feinophitischer Struktur mit büscheligen Feldspäten (S. 655) charakterisiert, auf der schwarze, zum Teil brecciöse Tonschiefer liegen. Der Kontakt ist tektonisch gestört worden. Das Nebengestein zeigt keinerlei Metamorphose und ist mit dem Ophiolith verknetet (H. 656, 655 a).

Nach NE lässt sich der Block noch ca. 10 m in Schlieren und Brocken im Flysch verfolgen.

Kleine Stücke des gleichen Gesteins konnten nordöstlich des Vorkommens auf dem Weg 300 m nordöstlich Skihütte Horneggli gefunden werden. Ein weiteres findet sich auf dem Weg südlich P. 1412.

## 12. Schlittmoos

Geographische Lage: Im Bach, der bei der nördlichen Häusergruppe von Schlittmoos vorbeifliesst, 300 m westlich dieser Häusergruppe auf 1290 m, Koord. 589 050/149 580.

Der etwa  $\frac{1}{2}$  m<sup>3</sup> grosse grobophitische Block liegt im Bachbett, ohne dass ein Kontakt mit dem Flysch sichtbar wäre (H. und D. 656). Etwa 15 m tiefer unten, auf dem Weg Schlittmoos-Kübeli, zeigt sich ein mächtiger Block polygener Breccie.

250 m ostnordöstlich davon liegt auf 1150 m ein Blockhaufen eines ophitischen Ophiolithes. Abgeschliffenen Brocken nach zu schliessen, ist es ein gesprengter erratischer Block.

## 13. Gruben-Brände (51, 102)

Diese Gruppe von Blöcken wurde schon von ROESSINGER und JACCARD als «Bloc de Weissenfluh» beschrieben. Da dieser Name aber nicht mehr in die neue Landeskarte aufgenommen wurde, nenne ich die Lokalität Gruben-Brände.

Geographische Lage: Auf dem Weg Neueret (P. 1156,6)–Brände, nach dem Bachübergang westlich P. 1241, unterhalb der Hütte, bei der der Fussweg nach dem Stutz (P. 1544) abzweigt. Höhe: 1320–1330 m, Koord. 589 160/148 350–400. Siehe auch Fig. 5, S. 48.

Bei dem von ROESSINGER (102) entdeckten und von JACCARD (51, S. 31) näher beschriebenen Vorkommen handelt es sich um eine mit ca. 60° nach NW fallende Linsenreihe von 0,5–1 m Mächtigkeit, die sich mit Unterbrüchen vom Weg Neueret–Brände durch das Wäldchen nördlich davon auf 100 m Länge verfolgen lässt. Ein Kontakt mit dem Flysch ist nicht aufgeschlossen.

Das auf dem Weg sichtbare Gestein ist feinophitisch und sehr chloritreich (H. und D. 658); weiter nördlich ist es normalophitisch, mit oft stark chloritisierten, in Bruchstücke aufgelösten Albiten (H. und D. 659).

200 m westlich davon findet sich ein kleiner Block hinter dem Bauernhaus auf 1250 m. Ein weiterer ophitischer kleiner Block ist — zusammen mit einigen Brocken im Gehängeschutt — über dem grossen Vorkommen auf 1410 m, 300 m südlich P. 1419 (Brände), anzutreffen (H. 665).

Das von JACCARD (51, S. 36) beschriebene Vorkommen von Witternweide konnte nicht mehr gefunden werden. Es handelte sich wahrscheinlich um einen kleinen erratischen Block südlich Schönried.

## 5. Bemerkungen zur Nomenklatur

In der Systematik der intrusiven und extrusiven basischen Eruptivgesteine ist der Weg zu einer einheitlichen Namengebung noch nicht gefunden worden. Die unterschiedliche Handhabung ein und desselben Namens in verschiedenen Ländern und die damit verbundenen, ungleich gebrauchten Begriffe von Struktur, Alter und Mineralbestand führten zu verwirrenden Unklarheiten, vor allem bei den Namen wie Diabas, Basalt, Melaphyr, Spilit, Ophit u. a.

Die Ophiolithe der Préalpes im Chablais und im Berner Oberland, zu welchen die Vorkommen an der Hornfluh gehören, können folgendermassen charakterisiert werden:

1. Es treten submarine Ergüsse (Chablais, Fenil, Jaun) und eigentliche Lagergänge oder Sills (Hornfluh) auf, wie dies auch aus den Arbeiten von SCHROEDER (116, 117, 118), VUAGNAT (133, 134) und GRUNAU (S. 34, Fussnote) hervorgeht.

2. Variolitische und arboreszente Strukturen kennzeichnen die randlichen Partien der submarinen Ergüsse, während im Innern derselben und in den Lagergängen ophitische und porphyrische Struktur vorherrscht.

3. Der Mineralbestand wird durch die Kombination von fast reinem, vorwiegend primärem Albit mit Chlorit, begleitet von den oben erwähnten Nebengengteilen, gekennzeichnet.

4. Das Alter der Intrusion und der Ergüsse fällt in die Obere Kreide.

Dem Wunsche nachgebend, diesen dem Chemismus und Mineralbestand nach eigenartigen Gesteinen, die in die Gruppe der Spilite fallen, einen Sammelnamen zu geben, hat H. GRUNAU (S. 34, Fussnote) für den Ophiolith am Jaunpass den Namen Albitbasalt vorgeschlagen. Dieser Name scheint mir eher dort am Platze zu sein, wo eine Extrusion als submariner Erguss (Jaun, Chablais, evtl. auch Fenil) nachgewiesen werden kann. Da aber bei den Ophiolithen des Hornfluhgebietes wohl oberflächennahe Intrusionen, nirgends aber eindeutige Extrusionen mit Pillow-lava, Varioliten und Breccienbildung gefunden werden konnten, scheint mir der von M. VUAGNAT (134) verwendete Name Albit-Chlorit-Diabas für unsere Vorkommen eher zuzutreffen.

## 6. Zusammenfassung

Die dreizehn Ophiolithvorkommen der Hornfluh und die sie begleitenden kleineren Blöcke ergeben eine zusammenhängende Reihe von Linsen von Zweisimmen bis Gruben bei Gstaad längs der Front der Hornfluhfalte (vgl. Tafel I). Mit Ausnahme der Blöcke nördlich der Eggweid und im Schlittmoos (Nrn. 2, 3, 4, 8, 9, 12), deren Lage im tektonischen Teil erklärt werden soll, liegen sie alle an der Basis des Flyschs der Breccien-Decke. Das stratigraphisch tiefste Vorkommen ist ca. 1 m von der Grenze Couches rouges-Flysch entfernt (Rinderberg, S. 27). In ihrer Nähe treten im Flysch oft Bänke von polygener Breccie und rote Schiefer auf.

Hauptbestandteile der Ophiolithe sind Albit und Chlorit, die in ophitischer und arboreszenter Struktur zusammen auftreten. Als Nebengemengteil und untergeordnet finden sich auch Erze, Leukoxen, Biotit, Apatit, Kalzit und Quarz.

Da nur wenige chemischen Analysen<sup>1)</sup> vorliegen, können keine bestimmten Angaben über die magmatischen Verhältnisse gemacht werden. Es handelte sich wahrscheinlich um ein wasserhaltiges, leichtflüssiges, natronreiches Magma, das in den Flysch eindrang. Erstausscheidung waren die basischen Gemengteile, gefolgt vom Feldspat und randlich wohl auch primärem Quarz. Bei langsamer Abkühlung entstand die ophitische Struktur, bei rascher die arboreszente. Die zweite kann auch der ersten gefolgt sein, so dass eine Erstausscheidung ophitischer Feldspäte mit arboreszenten Teilen der Zwischenklemmasse entstand. Dem Mineralbestand nach zu schliessen ist wohl ein ähnlicher Chemismus zu erwarten wie im Ophiolithvorkommen auf dem Jaunpass, von dem H. GRUNAU eine Analyse hergestellt hat (S. 34, Fussnote).

Das Magma erstarrte in unregelmässigen Lagergängen (Sills) und in Linsen, deren Verbindung bei der Faltung zerrissen und ausgewalzt wurde. Dabei bildeten sich klastische Zonen, in denen die Feldspäte zerbrochen wurden und der Chlorit als Gleitmittel wirkte.

Die Sedimente, in die das Magma intrudierte, wurden schwach metamorphosiert. Durch Kontaktmetamorphose entstanden graue und grünliche Hornsteine. Da diese über und unter den Ophiolithen beobachtet werden können und auch nirgends pillow-lavaartige Oberflächenformen oder verspratzte Breccien vorkommen, kommt eine Bildungsmöglichkeit als submarine Ergüsse für die Hornfluhspilite wohl nicht in Frage. Demnach kann die arboreszente Struktur, wie sie im Fang und am Rinderberg gefunden wurde, auch als Randfazies eines Lagergangs entstehen.

Aus dem Gesagten kann auf oberkretazisches oder jüngerer Alter der Intrusion geschlossen werden. Da aber submarine Ergüsse im Breccien-Flysch im Chablais (116—118) bekannt sind und die Gesteine den Strukturen und dem Mineralbestand nach mit denjenigen des Hornfluhgebietes übereinstimmen, haben wir es wohl auch bei den letzteren mit einer Intrusion während der Oberen Kreide zu tun (Maestrichtien). Wie CADISCH (17) nachweisen konnte, scheint auch bei den Ophiolithen der Aroser Schuppenzone Mittelbündens eine oberkretazische Intrusion vorzuliegen.

## 4. Paläogeographische Zusammenfassung

Im Hornfluhgebiet beginnt die Schichtreihe der Breccien-Decke mit der Trias, die sich in drei Untergruppen aufteilen lässt: Basisquarzit (nur im SE vorhanden), Rauhwacke und Triasdolomit. Während Quarzite und Rauhwacke in Ufernähe, evtl. sogar in Lagunen abgelagert wurden, sind die Dolomite das Sedimentationsprodukt eines wenig tiefen Troges.

<sup>1)</sup> Siehe Fussnote S. 33.

Die Absenkung hält während des Rhäts an, in welchem dunkle Tonschiefer, dichte, schwarze, dolomitische Kalke, graublaue Kalke und Lumachellen zur Ablagerung kommen. Im Rhät eingelagert treten zum erstenmal mächtige Breccien auf mit triasischen und unterrhätischen Komponenten; diese Breccien können im zentralen Teil des Hornfluhgebietes gegen 100 m mächtig werden. Ihre Bildung ist auf das Auftauchen einer Kordillere zurückzuführen, die — mit einigen Unterbrüchen — während der ganzen Jurazeit den Trog der Breccien-Decke mit grobdetritischem Material beliefert hat.

Im Unteren Lias (Sinémurien) werden in wenig tiefem, flachem Meer dichte, graue Kalke und Echinodermenbreccien abgelagert.

Mit dem Oberen Lias beginnt dann die zunächst tonreiche, später mehr kalkige Sedimentation detritischen Materials, die zur Bildung der Unteren Schiefer und Unteren Breccie führt und die wahrscheinlich während des ganzen Doggers anhält. Triasisches und liasisches Material wird fortwährend durch das unweit davon aufgetauchte Festland geliefert und mischt sich mit aufgearbeiteten Komponenten der Breccie selbst. Ein Versuch, die Bildungsvorgänge zu erklären, wurde auf S. 16 gegeben. SCHROEDER (118, S. 58) glaubte im Chablais zu erkennen, dass die Schüttung von E her gekommen sei. Eine Bestätigung hiefür konnte im Hornfluhgebiet nicht erbracht werden, immerhin ist auch hier die Mächtigkeit im E grösser als im W.

Gegen das Ende des Doggers, vermutlich im Callovien-Oxfordien, folgt auf die detritische Sedimentation die Ablagerung gleichförmiger Ton- und Kieselschiefer, in denen in kieselreichern Lagen Radiolarien eingeschlossen sind und die in einem tieferen Meer zum Absatz kamen. Im oberen Teil der Tonschiefer weisen einzelne Breccienbänke mit sehr feinem polygenem Material wieder auf den Beginn einer detritischen Periode hin.

In der Oberen Breccie und den dazugehörigen Kalken finden wir denn auch wieder eine klastische Serie an der Basis, die nach oben in feinkörnige Kalke mit vereinzelt feinen Breccienbänken übergeht. Letztere enthalten Calpionellen, die auf Malm- und infrakretazisches Alter der Oberen Breccie und Kalke schliessen lassen. Kieselige Kalke und dichte bis feinkörnige Silexbänke, die die oberen Kalke abschliessen, gehören möglicherweise schon in das Neocom.

Die darauffolgende Emersion verhindert eine Ablagerung weiterer Unterkreide sowie der mittleren und teilweise auch der Oberen Kreide. Im Oberen Senon transgrediert das Oberkreidemeer, in welchem in einer Flachsee die Couches rouges, graue, grüne und rötliche Mergelkalke abgelagert werden.

Im Unteren Maestrichtien beginnt in direkter Überlagerung der Couches rouges die orogene (1) Sedimentation des Flyschs mit reicher Einschwemmung von detritischem Material verschiedenen Kornes, die die Ablagerung von Tonschiefern, glimmerreichen Sandkalken und polygenen Breccien zur Folge hat. Synorogen dringt basisches Magma bis in den Flysch vor und breitet sich in Lagergängen in der unteren Serie des Flyschs aus, wobei durch Kontaktwirkung Verkieselung der angrenzenden Gesteine eintreten kann. Durch das endgültige Auftauchen des Bereiches der Breccien-Decke wird die Schichtreihe abgeschlossen.

Verglichen mit den übrigen Gebieten der Breccien-Decke in den Préalpes romandes ist die Serie im Hornfluhgebiet am vollständigsten. Ihre Gesamtgliederung wie auch die Ausbildung der einzelnen Horizonte zeigen grosse Ähnlichkeit mit den Ablagerungen der Breccien-Decke im Chablais.

## II. Tektonik

Im Gegensatz zum Chablais, wo die Breccien-Decke eine ruhig gelagerte, weit ausgedehnte Mulde mit deutlicher Stirnfalte bildet, ist die Decke in den Préalpes romandes in drei mehr oder weniger parallele nach NW tauchende selbständige Schollen aufgelöst, von denen die südlichste (Pli I, nach JACCARD) von Gstaad bis Zweisimmen durch das Hornfluhgebiet streicht. Detaillierte Beschreibungen und Karten, die uns in die Tektonik der Breccien-Decke der Préalpes romandes einführen, verdanken wir F. JACCARD (51, 53) und F. RABOWSKI (92, 139), während in neuerer Zeit M. LUGEON und E. GAGNEBIN (80) den Deckenbau der Préalpes mit Gleittektonik zu erklären suchen. Wir werden später die letzteren Probleme noch mit dem Bau der Hornfluhgruppe in Beziehung zu bringen versuchen.

Die tektonische Gliederung konnte nach den Feldaufnahmen zur Hauptsache in der Profilserie (Tafel II) und in der tektonischen Übersichtskarte (Tafel I) wie auch in den Ansichtszeichnungen zur Darstellung gebracht werden. Wir lenken daher im Text die Aufmerksamkeit auf die Zusammenhänge und Besonderheiten.

Wie die Profile zeigen, lässt sich die Breccien-Decke in unserem Gebiet deutlich in zwei tektonische Elemente teilen, die im nachstehenden getrennt beschrieben werden sollen. Es ist dies einerseits die Hauptzone der nach NW einfallenden Scholle, die eine ähnliche Ausbildung wie die übrigen Vorkommen der Breccien-Decke in den Préalpes romandes zeigt, und andererseits eine Zone von Rückfaltungen und Schuppen, im südöstlichen Teil zwischen dem Gantlauenengrat und dem Gfellgraben, die im S der Flyschmasse von Parwengen-Turbach aufliegt.

## 1. Zone des nach NW einfallenden Schollenteils

Von NE nach SW lässt sich diese Zone in folgende regionale Abschnitte trennen:

- a) Simmental bei Blankenburg bis Kaltenbrunnental mit Flühweid und Gantlauenengrat-Rinderberg.
- b) Kaltenbrunnental bis Tiefenbach mit der Saanerslochfluh und ihrem nordöstlichen Ausläufer.
- c) Tiefenbach bis Turbach mit der Hornfluh.
- d) Flyschmulde von Zweisimmen-Saanenmöser.

Da sich der Flysch der Mulde von Saanenmöser tektonisch anders verhält als die starre Sedimentfolge Trias-Couches rouges der Breccien-Serie, soll der Bau dieser Mulde, soweit er erkannt werden konnte, in einem speziellen Abschnitt zur Beschreibung kommen.

### a) Simmental bis Kaltenbrunnental

(Profile 1—4)

Im Simmental befinden wir uns zwischen Ried-St. Stephan und Blankenburg am Nordostende der Hornfluhscholle, die einen isolierten Teil der Falte I von JACCARD darstellt (51, S. 64). Auf dem rechten Simmentalufener ist davon nur noch der Kalk der Oberen Breccie im Hügel von Blankenburg vorhanden. Die Untere Breccie setzt am linken Ufer der Simme zwischen Blankenburg und P. 956,9 mit grosser Mächtigkeit ein und bildet den ganzen Rücken der Flühweid bis auf den Gipfel des Gantlauenengrates, während Lias und Trias, sowie die Flyschunterlage erst im Bach westlich Ried zum erstenmal aufgeschlossen sind (siehe stratigraphische Profile auf S. 7, 11, 14).

Die Grenze Obere Breccie/Flysch — die Couches rouges setzen erst westlich des Rinderbergweges ein — folgt dem rechten, südlichen Rand des Moosbachgrabens (siehe Tafel III; Fig. 4); der Moosbach selbst ist in seiner ganzen Länge in Flysch eingeschnitten, unter den die Obere Breccie einfällt. Die Annahme JACCARDS (51, S. 112), dass die Kalke der Oberen Breccie im unteren Moosbach über dem Flysch liegen und dass letzterer die Stirn der Falte umschliesst, muss auf einem Irrtum beruhen. Vermutlich hielt dieser Autor das flache Clivagegefälle für das Schichtgefälle; das letztere aber ist in Wirklichkeit ca. 30° steiler als das erstere. Im Wald nordwestlich Lochfluhweid kann im Abstieg zwischen 1180 m und 1080 m ein deutliches Steilerwerden des Einfallens von 50 bis 80° festgestellt werden (Profil 1); eine Stirnumbiegung ist jedoch nicht nachweisbar. Im oberen Moosbach (von 1440 m an aufwärts) ist die Grenze zwischen der wenig mächtigen Oberen Breccie und dem Flysch meistens durch Moräne bedeckt; die ersten Flyschaufschlüsse im östlichen der beiden Bäche stellen sich auf 1470 m und 1540 m ein (100 m östlich P. 1550). Zwischen dem Rinderbergweg und Klusweiden-Fidertschi ist der Flysch mit den früher (S. 28) erwähnten Couches rouges verfaltet (Profil 3). Diese sind bei den Hütten P. 1714 und im grossen Anriss nordwestlich davon stark verfaltet aufgeschlossen, tauchen dann auf 1620 m im oberen Wallenboden unter den Flysch, treten aber in einer Bachrunse 150 m östlich P. 1506 und in der Mulde südlich P. 1506 auf Höhe 1570 m wieder auf; zwischen 1450 und 1470 m zwischen Wallenboden und Fidertschi tauchen die Couches rouges, stark verquetscht in überkippter Lagerung, nach SE unter den Flysch. JACCARD (51, S. 111) glaubte in einer derartigen Überkipfung die Umbiegung der Faltenstirn der Hornfluhscholle erkennen zu können; es handelt sich jedoch nur um eine lokale Faltung, da ja die Couches rouges im Kaltenbrunnental

(S. 26) auf 1290 m wieder aufrecht auf der Oberen Breccie liegen (Profil 4). Wegen der mächtigen Moräne, die die ganze Gegend des unteren Kaltenbrunnentals von Oeschseite bis in den Bach nördlich Kübeli bedeckt, kann die untere Flyschgrenze westlich Fidertschi nicht festgestellt werden.

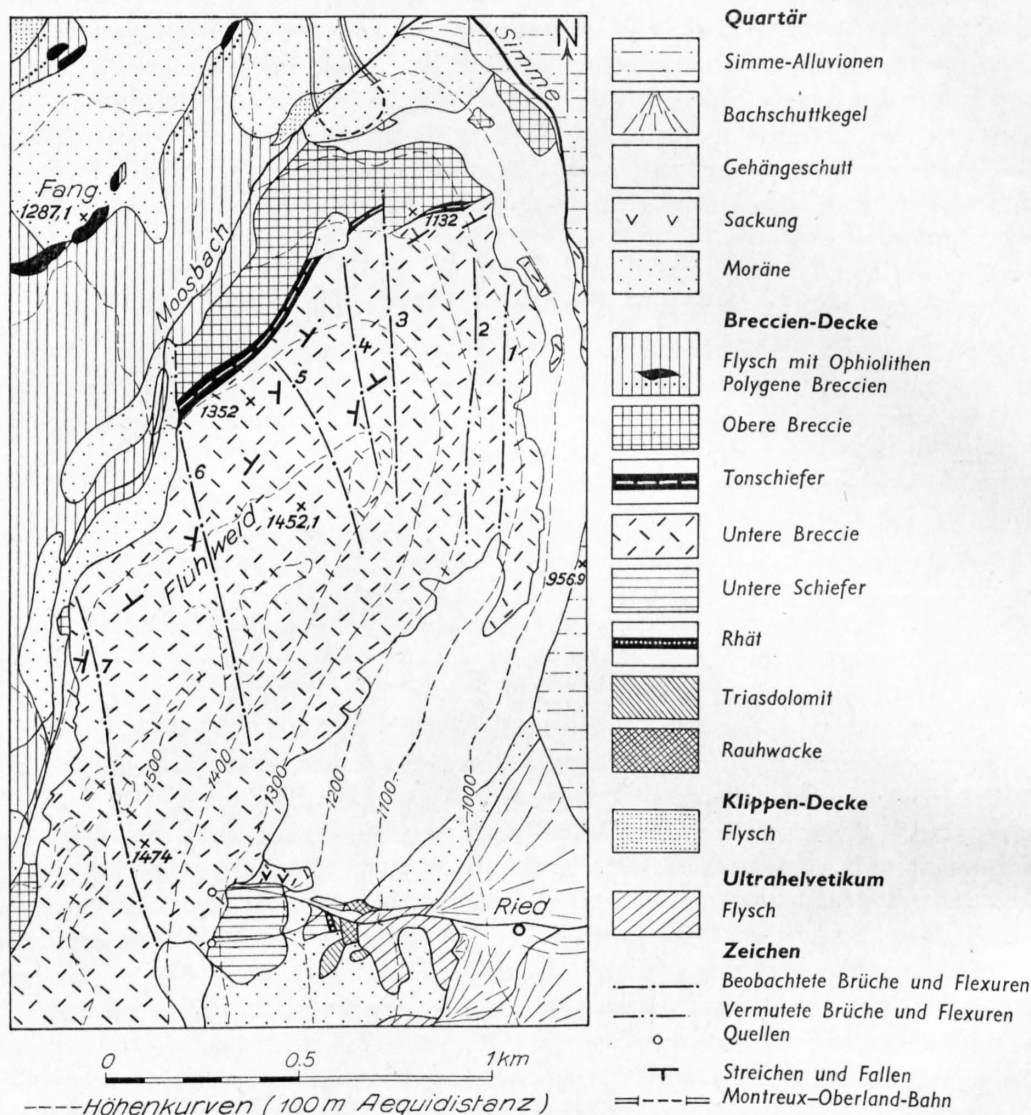


Fig. 4. Geologische Detailkarte des Nordost-Endes der Hornfluhkette südlich Zweisimmen  
Die Nummern der Brüche und Flexuren entsprechen denjenigen im Text (S. 45 ff.)

Wenden wir uns nun noch dem Problem der Streichrichtung des nordwestfallenden Schenkels zwischen Simme und Kaltenbrunnbach zu. Das Gesamtstreichen ist in diesem Abschnitt mit einer schwach gebogenen S-Form zu vergleichen, wobei der nordöstliche Teil zwischen Simme und der Höhe 1540 m auf der Flüelweid scheinbar alpenauswärts, d. h. nach NW, gekrümmt ist, der südwestliche Teil aber zwischen Flüelweid und Kaltenbrunnental alpenwärts nach SE gebogen ist. Von besonderem Interesse ist hierbei der nordöstliche Teil.

Wie aus Fig. 4 ersichtlich ist, wurden die relativ starren Sedimente der Unteren Breccie nicht gleichmässig gebogen, sondern gaben der Bewegung, deren treibende Kraft und Richtung später diskutiert werden soll, stufenweise in mehreren Brüchen und Flexuren nach. Diese Brüche sind zum Teil schon morphologisch und im Kartenbild der neuen Landeskarte als kleine SSE-NNW laufende Tälerchen auf dem Rücken der Flüelweid zu erkennen. Über die Brüche und die feststellbaren Verschiebungen und deren Bewegungsrichtung gilt folgendes:

Brüche 1 und 2 (Numerierung siehe Fig. 4): Diese beiden Brüche sind nicht direkt nachweisbar; ich vermute sie im steilen Westabfall der vorderen Flühweid gegen das Simmental (Profil 1). Sie laufen wahrscheinlich durch die schuttbedeckten Felsterrassen auf 1130—1170 m und 1190—1210 m; ihre Richtung wäre N-S, parallel einer grossen, von LUGEON und GAGNEBIN (80, S. 44) schon erwähnten Hauptstörung, die östlich der Simme in nord-südlicher Richtung verläuft und längs der sich das Simmental zwischen St. Stephan und Zweisimmen eingeschnitten hat. Die Ostschenkel der Brüche 1 und 2 sind gegenüber den westlichen gegen die Simmentalstörung um einen Gesamtbetrag von 150—200 m abgesunken und in Westfallen verstellt worden. Im markanten Felsanriss 200 m südwestlich P. 956,9 können Streichen und Fallen mit N 25° E/25° W gemessen werden.

Bruch 3: Dieser Bruch hat mit N 177° E ebenfalls beinahe nord-südliche Richtung. Er beginnt am Westrand der Waldschneise nördlich P. 1182 auf der unteren Lochfluhweid, läuft dann ca. 40 m westlich dieses Punktes durch und ist im Wald südlich davon in Abständen als Graben und Felsspalte zu beobachten. An der Obergrenze der Unteren Breccie lässt sich feststellen, dass der östliche Flügel um 50 m nach S verschoben worden ist. Der P. 1182 und die Hütte liegen beide noch auf der Oberen Breccie, während im kleinen Wäldchen westlich davon Untere Breccie ansteht. Die Schichten fallen mit 45° nach NW. Es kann angenommen werden, dass die Bewegung des Ostflügels gegenüber dem Westflügel auch eine Senkung, entsprechend derjenigen der Brüche 1 und 2, war und dass durch die Ausebnung eine horizontale Verschiebung vorgetäuscht wird; bei dem oben erwähnten Gefälle würde die Absenkung ebenfalls 50 m betragen. Die gesamte Sprunghöhe der Verwerfungen 1—3 beträgt 150—250 m. Wir haben es somit bei der Oberen Breccie im Schlosshügel von Blankenburg und am linken Ufer der Simme nicht mit einer gegen S zurückhängenden Schleppung des Nordostendes der Hornfluhfalte zu tun, sondern mit einer gestaffelt abgesenkten Partie der Hornfluhfalte zwischen der «Flühweid» westlich und «Auf den Flühnen» östlich der Simme. Vergleicht man aber die Streichrichtung der Unteren Breccie «Auf den Flühnen» mit derjenigen der Unteren Breccie westlich des Bruches 3, so sieht man, dass die beiden nach NW tauchenden Faltenstirnen direkt ineinander übergehen. Der zwischen Bruch 3 und Betelried-Zelg liegende Teil der Breccien-Decke ist wahrscheinlich in 3 oder mehr Schollen längs einer grossen, N-S laufenden Verwerfungszone zwischen St. Stephan-Zweisimmen-Weissenbach gestaffelt abgesunken.

Wie Fig. 4, S. 44, zeigt, schliessen westlich des Bruches 3 vier Flexuren an, die alle mehr oder weniger SSE-NNW laufen und deren Ostflügel jeweils um einen geringen Betrag nach N vorgeschoben ist. Auf der Karte erscheinen sie als kleine S-förmige, geschleppte Seiten- oder Blattverschiebungen, deren nach NW gekrümmte Schenkel durchwegs in einer bruchartigen Knickung der mechanischen Beanspruchung nachgegeben haben, während der südwestlich davon anschliessende, nach SE gebogene Schenkel ohne Störung allmählich wieder in die normale Streichrichtung überführt.

Flexur 4: Bei einer durchschnittlichen Streichrichtung von N 170—175° E beginnt diese Knickung im N oberhalb der kleinen Moräne, auf der die Hütte 100 m südwestlich P. 1182 steht, in der Waldschneise südlich dieser Hütte und läuft gegen den Nordostrand der kleinen Kuppe 150 m nordöstlich P. 1452,1. Auf 1370 m findet man eine deutliche Spalte, längs welcher das Streichen der Schichtung, das im W des Bruches fast N-S-Richtung zeigt, mit deutlicher Knickung in SW-NE-Richtung östlich des Bruches übergeht.

Flexur 5: Das Nordende dieser Flexur, die in einem schwach nach NE geschweiften Bogen verläuft, kann 100 m nordöstlich P. 1352 sehr gut beobachtet werden. Am Waldrand 120 m nordöstlich dieses Punktes hat die Untere Breccie folgendes Streichen und Fallen: N 60° E/45° NW; nach einer kleinen Senke von 20 m südwestlich der ersten Messung: N 10° E/40° W. Diese Richtung hält ca. 50 m an und geht dann südwestlich wieder über in N 45° E/50° NW. Ganz gleiche Verhältnisse findet man in der südöstlichen Fortsetzung der Flexur, wo diese durch das kleine Tälchen 130 m nordöstlich P. 1452,1 läuft. Weiter nach S konnte sie im Steilhang nicht mehr verfolgt werden.

Flexur 6: Mit einer Richtung von N 168° E folgt 300—400 m weiter westlich eine gleiche Flexur. Sie beginnt im S im Tälchen, 300 m südsüdwestlich P. 1452,1 mit einer scharfen Knickung zwischen West- und Osthang (Westhang N 15° E, Osthang N 65° E) und lässt sich gegen N gut verfolgen. Wie aus Fig. 4 ersichtlich ist, setzt sich die Flexur bis in die Obere Breccie fort. Diese bricht an einer scharfen Bruchfläche (der direkten Fortsetzung der Flexur) gegen W plötzlich ab, und mit ihr verschwinden auch

die Tonschiefer, die bis hier im Gelände als kleine Senke verfolgbar sind. Die Flexur verursachte vermutlich eine starke Streckung der Oberen Breccie und der Tonschiefer, so dass diese ausgedünnt wurden und nur noch wenig mächtig nach SW weitergingen. Die hier eintretende Moräne verdeckt die Obere Breccie bis auf 1370 m.

Flexur 7: 350 m westlich der Flexur 6 und parallel zu ihr verläuft die letzte Flexur (7) vom Moosbach bis auf die hintere Flühweid. Sie beginnt im N am Westrand des kleinen Wäldchens 600 m südwestlich P. 1452,1 und überquert in der Richtung N 165° E die Weide von 1440—1480 m. Durch eine leichte Senke streicht sie dann hinauf und zwischen dem kleinen isolierten Hügel (Isohypse 1520 m) im E und einem kleinen Sumpf im W über den Kamm der Flühweid. Von hier verläuft sie in gleicher Richtung weiter, ca. 50 m westlich der Hütte (P. 1474) vorbei an den Waldrand 100 m südlich des obersten Riedbachgrabens. Am kleinen Hügel nördlich P. 1474 nehmen die Schichten allmählich fast E-W-Streichen an (ebenso im oberen Riedbach), in der Flexur biegen sie aber um in nahezu N-S-Streichen. In der südwestlichen Fortsetzung behalten die Schichten dann ein Streichen von N 20—40° E und nehmen erst oberhalb P. 1841,4 wieder NE-SW-Richtung an. Es konnte nicht festgestellt werden, ob zwischen der Flexur 7 und dem Gantlauenengrat noch weitere ähnliche Störungen vorhanden sind.

Zwischen dem P. 1841,4 und dem Kaltenbrunnental macht die allgemeine Streichrichtung einen schwachen Bogen gegen SE, d. h. sie bildet einen stumpfen einspringenden Winkel von 20—30°. Dadurch blieben die über der Unteren Breccie liegenden Sedimente in ihrer Mächtigkeit weitgehend intakt und erlitten keine tektonische Ausdünnung und Zerrung. So sind denn am Rinderberg nördlich des Gantlauenengrates die Tonschiefer, die Obere Breccie und die Couches rouges gut ausgebildet (Profile 3 und 4, Tafel II). Am Osthang des Kaltenbrunnentales konnte eine durchschnittliche Streichrichtung der Unteren Breccie von N 70° E gemessen werden, ebenso in der Oberen Breccie an der Strasse zwischen Klusweiden und der ersten Hütte im Kaltenbrunnental. JACCARD (51, S. 103) beschreibt hier horizontale Lagerung mit schwachem W-Fallen; vermutlich liess er sich aber durch das Clivage täuschen, die Kalke der Oberen Breccie fallen mit 35—40° NW bis auf den Boden des Tales.

Wenn wir die Streichrichtung der Schichtgrenze zwischen den Tonschiefern und der Oberen Breccie an beiden Talseiten des Kaltenbrunnentales miteinander vergleichen, so kommen wir zu folgendem Resultat: Die unterste Messung am Osthang weist auf 1460 m Höhe ein Streichen von N 65° E auf, am Westhang auf 1580 m von N 45—50° E; beide Messungen wurden aus einer Anzahl Messungen in den Tonschiefern und der Oberen Breccie abgeleitet. Wir haben hier einen ähnlichen Fall vor uns wie bei den Flexuren auf der Flühweid, d. h. Annäherung an W-E-Streichen am Osthang, scharfe Umbiegung und Weiterlaufen in einer steileren Richtung. Dazu scheint ein Bruch oder eine Flexur die Gesteinsserie am Westabhang noch nach N verstellt zu haben, da die Streichrichtungen der beiden Talseiten aneinander vorbeilaufen. Die Anzeichen einer solchen Störung sind denn auch im Kaltenbrunnenbach selbst aufgeschlossen. Sie sollen im nächsten Absatz kurz besprochen werden.

JACCARD (51, S. 102, 110) beschrieb aus dem Kaltenbrunnental einen Flysch, der im Kaltenbrunnenbach unter der Oberen Breccie nach S eindringen würde und der ihm die Auflagerung der Breccien-Decke auf Flysch beweisen sollte. Die Lokalität wurde von A. ROTHPLETZ (104, S. 50) in einer unzutreffenden Zeichnung abgebildet und JACCARDS Beschreibung teilweise übernommen. ROTHPLETZ bestritt mit Recht das Vorhandensein einer Stirnumbiegung in der Oberen Breccie. Zu wiederholten Malen suchte ich die Stelle auf und kam anhand einer Anzahl Schliffe (D. 12, 13, 97—105) und der tektonischen Lagerung zum Schluss, dass eine intensive Störung der Oberen Breccie vorliegen muss, verursacht durch den N-S verlaufenden obenerwähnten Bruch (bzw. Flexur), längs welchem sich der Kaltenbrunnenbach eingeschnitten hat. Vom Ältern zum Jüngern fortschreitend, d. h. im Bachbett von oben nach unten, lässt sich folgendes beobachten: Der ganze Talboden ist von oben her bis auf 1340 m durch eine mächtige Moräne bedeckt, die sich unterhalb 1340 m auf dem linken Bachufer fortsetzt. Rechtsufrig tauchen die von starkem Clivage durchsetzten Kalke und Feinbreccien der Oberen Breccie mit ca. 30° gegen NNW, vom Aufschluss am Strässchen her verfolgbar bis in den Bach hinab. Sie sind tektonisch gestört und enthalten ausgequetschte Linsen von grünlichen und schwarzen Ton- und Kalkschiefern. Da wir an der Basis der Oberen Breccie sind, handelt es sich bei diesen Schiefern nicht um Flysch, wie es im ersten Augenblick den Anschein macht, sondern um tektonisch verquetschte und verknetete Schiefer des Tonschieferhorizontes, der allmählich

in die Obere Breccie übergeht (siehe Detailprofil S. 18 aus dem gleichen Abhang auf 1600 m). Bachabwärts nehmen die Schiefereinlagen ab und werden nach einer ca. 100 m langen Strecke durch chaotisch verknüttete Kalke und feine Breccien abgelöst, die sehr stark kalzitisiert sind. Auffällig sind häufige Bruch- und Rutschflächen, die ungefähr N–S laufen und steil (minimal 70°) nach E einfallen oder senkrecht stehen. Diese mechanisch stark beanspruchten Kalke der Oberen Breccie sind auf 200 m Distanz bis auf 1275 m aufgeschlossen, wo die Runse von Klusweiden im Kaltenbrunnenbach mündet. Es ist dies die Runse, in der wir die Auflagerung von Couches rouges auf Oberer Breccie (mit 60° NW-Fallen) beobachten konnten (S. 26). Wir haben es in diesem Aufschluss im Kaltenbrunnental also weder mit einer frontalen Umbiegung noch mit einem Flyschfenster unter der Breccien-Decke zu tun, sondern mit der normal nach NW fallenden Serie der Oberen Breccie, heftig gestört durch ein N–S laufendes Bruchsystem, an dem der westliche Flügel gegen N verstellt oder verbogen wurde.

### **b) Kaltenbrunnental bis Tiefenbach**

(Profile 6, 8 10)

Der NW-fallende Deckenteil bietet zwischen dem Kaltenbrunnental und dem Tiefenbach keine tektonischen Schwierigkeiten. Die Streichrichtung weicht wenig von N 50° E ab, das Gefälle nimmt gegen NW zu, d. h. es macht sich eine leichte Krümmung der Scholle gegen ihre Stirn bemerkbar. Wie aus den Profilen hervorgeht, zeigt die Obere Breccie eine deutliche Kleinfaltung und Steilstellung (siehe Fig. 3, S. 23), während sich die Untere Breccie als ruhige, starre Masse verhält, wie es auch nördlich des Gantlaunengrates und am Rinderberg der Fall ist. Einen Ausgleich bilden die Tonschiefer, die sich als bewegliches Kissen zwischen den beiden Breccien einpassen. Morphologisch zeichnen sich die drei Horizonte gut ab. Vom Kaltenbrunnental her aufsteigend, bildet die Untere Breccie die Höhe des P. 1874,7 und die Felsabstürze nördlich und nordwestlich davon und zieht sich dann über die Alp Saanersloch in die Saanerslochfluh. Nordwestlich der Unteren Breccie erkennt man in weichen Senken und Einsattelungen die Tonschiefer, denen sich dann hangabwärts wieder steile Waldabhänge der Oberen Breccie bei P. 1641,1 und östlich des Hasenlochs anschliessen.

Die N–S laufenden Störungen, die wir im E kennengelernt haben, sind auch zwischen Kaltenbrunnental und Tiefenbach als lokale Brüche und Flexuren wieder zu finden. In der Unteren Breccie sind kleine Brüche und Klüfte dieser Richtung vor allem an der Saanerslochfluh eine häufige Erscheinung. Ein grösserer Bruch trennt 120 m von der Westspitze entfernt den Westteil der Saanerslochfluh von der Gipfelmasse. Der geradlinige Abbruch am Ostrand könnte ebenfalls durch einen Bruch verursacht worden sein. In der Oberen Breccie ist im Bach im Kübeli nordwestlich der Saanerslochfluh eine Flexur zwischen 1590 und 1610 m zu erkennen, in der die Schichten in scharfem Knick von N 55° E am östlichen Bachrand in N 20–30° E am westlichen Bachrand umbiegen. Ähnliche Flexuren scheinen den Ost- und Westrand der Ausbruchnische südöstlich Hasenloch begrenzt zu haben; der kleine Bergsturz, der aus dieser Nische ausgebrochen ist, soll später noch beschrieben werden (S. 87).

### **c) Tiefenbach bis Turbach**

(Profile 11–16)

Die Grenze Couches rouges–Flysch bzw. Obere Breccie–Flysch (wo Oberkreide fehlt) ist — gleich wie zwischen dem Kaltenbrunnenbach und dem Tiefenbach — auch zwischen dem Tiefenbach und dem Turbach an der Nordwestfront der Hornflussscholle nirgends direkt aufgeschlossen. Folgen wir kurz den stratigraphisch tiefsten Aufschlüssen des Flyschs von E nach W. Im Kessel des Tiefenbachs wird der Kontakt durch eine mächtige Moräne bedeckt. Den ersten grenznahen Aufschluss findet man 70 m südöstlich der Skihütte Horneggli, P. 1567, wo knorrige, schwarze, brecciöse oder tonige Flyschschiefer am Schlittweg des Skischlittens Saanenmöser–Hornberg anstehen. 100 m südlich davon zeigen sich schon die zu SE-Fallen (ca. 50°) überkippten Kalke und Feinbreccien der Oberen Breccie (Profil 11). Südwestlich P. 1567 ist der stratigraphisch unterste Flysch beim Ophiolithen von Wittern (S. 39) aufgeschlossen, auch etwa 100 m von der am Weg südöstlich davon anstehenden Oberen Breccie entfernt. Bei den Hütten von Haldisbergli stehen wieder knorrige Tonschiefer des Flysch 70 m nordwestlich der obersten Kalke

Oberer Breccie an. 500 m südlich Brände tritt der Flysch wieder in 50 m Nähe der Oberen Breccie und der Couches rouges auf (siehe Ophiolith von Gruben-Brände, S. 40 und Fig. 5). Von hier bis ins Turbachtal wird der Flysch in der Nähe der Oberen Breccie durchgehend durch Gehängeschutt und Moräne verdeckt. Die Aufschlüsse im unteren Turbach und Lauibach sollen weiter unten beschrieben werden.

Der tektonische Bau, der zwischen Hornberg und Turbach durch das Abtauchen, Umbiegen und Auskeilen der Hornfluhfalte in einer eigentlichen Faltenstirn gekennzeichnet ist, geht weitgehend aus

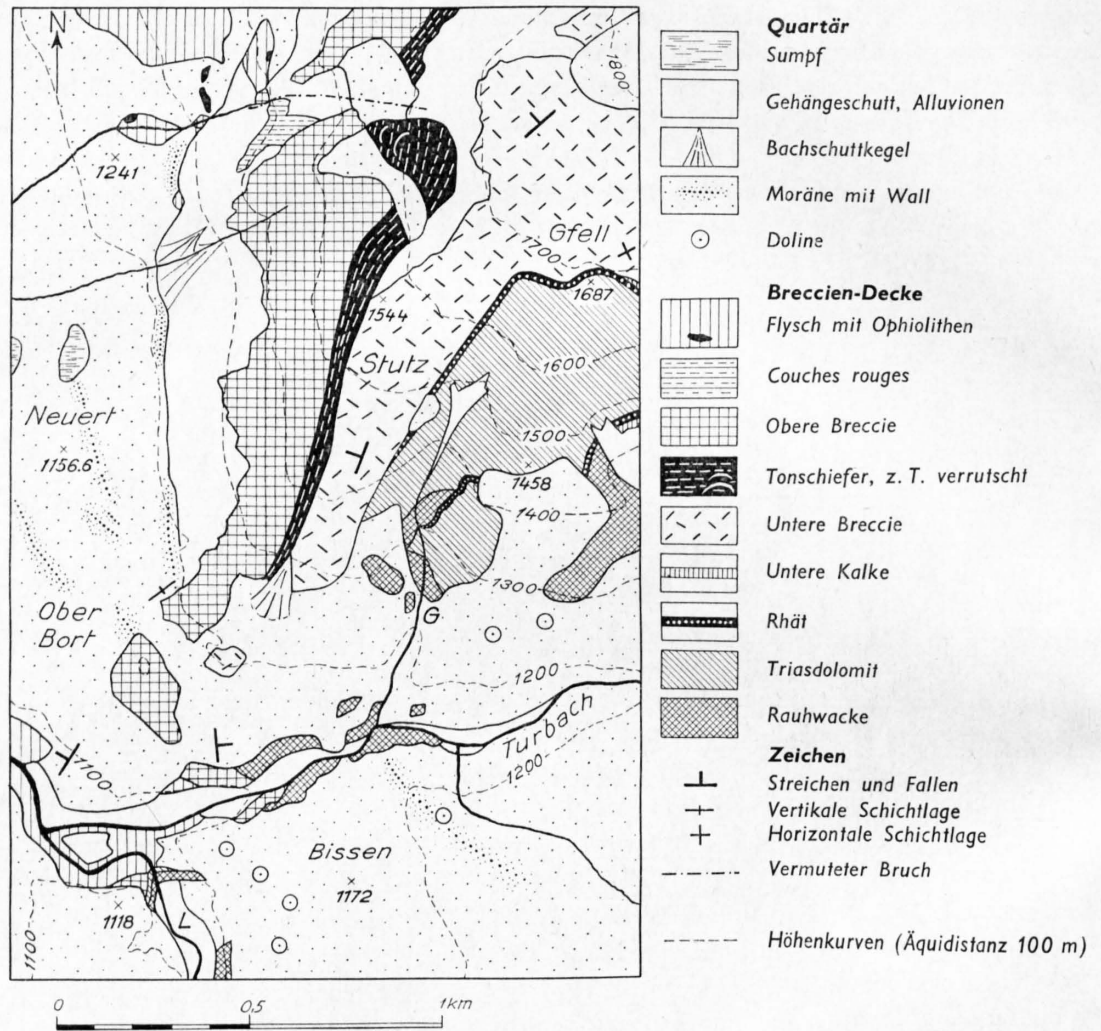


Fig. 5. Geologische Detailkarte des Südwest-Endes der Hornfluhkette östlich Gstaad  
(L = Lauibach, G = Gfellgraben)

den Profilen 11—16, den Tafeln I und V und Fig. 5 hervor. Betrachten wir kurz den Verlauf und die Beständigkeit der einzelnen Horizonte der Breccien-Decke in diesem Abschnitt:

Die Rauhwacke hält in grosser Mächtigkeit bis in den unteren Turbach an und streicht über Bissen, von Moräne bedeckt, ins Tal des Lauibachs westlich Bissen. Der Triasdolomit, der unter dem Gfell noch einen mächtigen Kern der Falte bildet, wird gegen SW dünner. Er verschwindet am Westhang des Gfellgrabens auf 1370 m unter Moräne, kommt aber am linken Ufer des Turbachs und im Lauibach in verkehrter Lagerung 1—2 m mächtig unter der Rauhwacke noch einmal zum Vorschein. Das Rhät lässt sich durch spärliche Lumachellenkalke, am rechten Gfellgrabenhang bis auf 1400 m hinab verfolgen; die letzten Reste wurden auf dem Weg von Bortvorsass nach P. 1458 auf 1400 m im Schutt gefunden. Die Untere Breccie zieht sich in grosser Mächtigkeit vom Hornberg-Ober Lager durch die Hornfluh ins Gfell, wo sie das ganze Plateau oberhalb 1700 m bildet. Die Hütten bei P. 1687 stehen noch auf Triasdolomit,

direkt dahinter stehen schwarze Schiefer und Lumachellenkalke des Rhät an, und die grosse Alphütte 180 m westlich davon steht schon auf der Unteren Breccie, die über dem Rhät durchstreicht. Vom Gfell gegen SW geht die Untere Breccie in Steilstellung über und ist über Stutz verfolgbar bis ins Bortvorsass, wo sie auf 1260 m durch Moräne bedeckt wird. Bis zu den Hütten im Stutz ist ihre obere Grenze meistens durch Gehängeschutt und Moräne verdeckt, von P. 1544 an südwärts stechen die obersten Bänke der Unteren Breccie aber deutlich ab von der westlich anschliessenden, von Tonschiefern gebildeten sanften Senke. Die Hütte bei P. 1544 steht auf der obersten Bank der Unteren Breccie, die Tonschiefer sind auf dem Weg 100 m unterhalb der Hütte aufgeschlossen. Von den beiden Hütten auf 1440 m steht die östliche noch auf Unterer Breccie, die westliche schon auf den Tonschiefern. Den letzten Aufschluss von Unterer Breccie finden wir am hintern Ober Bort, wo ein kleiner Hügel mit anstehender Breccie aus der Moräne herausragt (Vorbiegung der Isohypse 1200, siehe Fig. 5). Die Tonschiefer zeigen eine starke Mächtigkeitsabnahme zwischen der Terrasse nördlich der Hornfluh und dem Bortvorsass, wo sie zwischen 1300 und 1400 m in einer Bachrunse im Wald aufgeschlossen sind. Das Umbiegen vom NW-Fallen über Senkrechstellung zu überkipptem, flachem SE- und E-Fallen zeigt sich aber vor allem in den Kalken und Feinbreccien der Oberen Breccie; ihre untere Grenze ist meist morphologisch deutlich erkennbar, während die obere in der Regel durch Gehängeschutt verdeckt ist. Wie östlich des Tiefenbaches sind auch hier kleine lokale Falten und Überkipnungen nicht selten. Das Schichtfallen ist vom Horneggli an durchschnittlich senkrecht oder schwach SE geneigt. In der südlichsten Waldecke des Waldes westlich Stutz sind die senkrechtstehenden Schichtplatten mit leichtem Clivage am Weg Ober Bort-Gruben aufgeschlossen; das Streichen beträgt N 40—50° E. Im bewaldeten Felskopf von Ober Bort, der ganz aus Kalken der Oberen Breccie besteht, fallen die Schichten bei gleicher Streichrichtung mit 65° nach SE (Fig. 5).

Am Abhang gegen den Turbach, unterhalb der Strasse Ober Bort-Turbach, findet man noch einige Aufschlüsse, in denen das Überkippen und Auskeilen recht deutlich wird. Am Zickzack-Strässchen Ober Bort-Turbach (Einmündung in die Turbachstrasse 270 m ostnordöstlich P. 1075) ist typischer Flysch der Breccien-Decke aufgeschlossen, der auf 1110 m noch mit 60° nach NW fällt, gegen SE aber nach intensiver Fältelung in überkippte Lagerung mit E-Fallen übergeht. Einige Meter oberhalb der Einmündung dieses Strässchens in die Turbachstrasse stehen in einem kleinen Felswändchen stark zerdrückte und von Kalzitadern durchzogene, teilweise verschieferte Kalke in Bänken von 3—20 cm an, die schon zur Oberen Breccie gehören. Das Streichen ist aus der normalen SW-NE-Richtung über N-S-Stellung in N 140° E/25° E abgedreht. Der Kontakt gegen den Flysch ist nicht sichtbar. Die Obere Breccie hat hier noch eine Gesamtmächtigkeit von 60—70 m und steht 120 m östlich der oberen Grenze mit ihrer Basis in direktem Kontakt mit der Trias, bestehend aus Rauhwacke und dünnen dazwischengeschobenen Linsen von Dolomit. Dieser Kontakt ist am rechten Bachufer nirgends aufgeschlossen, war aber vor 1943 im Turbach selber auf 1105 m sichtbar. Durch Uferkorrektion und Schwellenbau bei der Brückenach Bissen (480 m ostnord-östlich P. 1075) wurde der Aufschluss überdeckt. Der Kontakt ist heute nur noch am Weg gegen Bissen sichtbar, 50 m oberhalb der Bissenbrücke, wo in einem kleinen Anriss folgendes in verkehrter Lagerung übereinanderliegt:

1. (Im Anriss unten) Gebankte, von vielen Kalzitadern durchsetzte Kalke mit Schieferzwischenlagen, die mit 27—30° nach E abtauchen: Obere Breccie.
2. 0,1—0,2 m Ruschelzone, verschiefert und intensiv von Kalzit durchsetzt.
3. 1 —1,3 m gequetschte Linse von Triasdolomit.
4. Feinbrecciöse Rauhwacke.

Nach einigen Metern horizontaler Lagerung neigen sich 30 m wegaufwärts die Kalke und die darüberliegende Rauhwacke in einer kleinen Falte mit 25° gegen W, steigen dann aber nach etwa 20 m definitiv gegen W auf. Diese lokale Faltung kann in den Kalken der Oberen Breccie auch am rechten Ufer beobachtet werden. 130 m unterhalb der Bissenbrücke stehen auch am linken Ufer unter den Kalken mit 35° nach E fallende graue, glänzende Flyschschiefer in verkehrter Lagerung an. Folgt man dem Turbach noch weiter abwärts, so trifft man nach ca. 100 m Moränenbedeckung denselben Flysch mit unregelmässigen Sandkalkbänken am Felsriegel und an der Strasse zwischen dem untersten Turbach und dem Lauibach wie auch in den Betten der beiden Bäche, wo er — teilweise verfältelt — wieder normales NW-Fallen hat. Es handelt sich um Flysch der Breccien-Decke.

Der Kontakt zwischen dem Flysch und seiner Unterlage, der am linken Ufer des Turbachs unter der mächtigen Moräne von Bissen verschwindet, ist im Lauibach noch einmal freigelegt. Wenn man der Strasse von P. 1075 gegen Lauenen folgt, sieht man an der Strasse und im Bachbett bis 200 m südöstlich P. 1075, wo das Tal des Lauibaches in die Südrichtung umbiegt, anstehenden, stark gekneteten Flysch der Breccien-Decke. Südlich des Hauses in der Strassenkurve kommt von E her ein kleines Felswändchen von Rauhwacke unter der Moräne hervor; in dessen westlicher Verlängerung ist bei niedrigem Wasserstand der direkte Kontakt von Flysch und Trias im Lauibach sichtbar. Von N nach S folgen sich in steiler Stellung:

1. Knorriger, von Kalzitadern durchzogener Flysch, verfältelt und geknetet.
2. ca. 1 m brecciöser Dolomit.
3. 10 m Rauhwacke.
4. Alluvionen.

Wir sehen, dass die 60 m Obere Breccie, die im Turbach noch zwischen dem Flysch und der Trias liegen, hier vollständig ausgekilt sind und dass der Flysch direkt mit der Trias in Kontakt kommt. Wenn wir nun dem Kontakt am linken Ufer im bewaldeten Nordosthang von P. 1118 aufwärts steigend folgen, so stossen wir ca. 5 m über dem Bach wieder auf hellen Kalk der Oberen Breccie, der sich mit N 150° E/35—45° E als Keil von oben her zwischen die Trias und den Flysch einschaltet. Die Trias — 2—3 m Dolomit und Rauhwacke — steigt mit NW-Fallen am Osthang von P. 1118 an; der Flysch folgt mit E-Fallen dem Nordhang von P. 1118. Der unmittelbare Kontakt zwischen Trias, Oberer Breccie und Flysch ist leider nirgends aufgeschlossen (siehe Profil 16, Fig. 5, und Tafel V).

Zwischen dem Bortvorsass und dem Lauibach ist also die Umbiegung der Faltenstirn sowie das Auskeilen der gesamten Serie der Breccien-Decke vom Rhät bis zur Oberen Breccie deutlich zu erkennen.

Schliessen wir noch einige Bemerkungen über die Streichrichtung und die tektonischen Störungen zwischen dem Tiefenbach und dem Turbach an.

Während die Untere Breccie an der Saanerslochfluh im E und in der Hornfluh im W in normaler Mächtigkeit mit NW-Fallen vorhanden ist, finden wir sie am Hühnerspiel und nördlich davon oberhalb 1740 m nicht mehr. Weiter unten wird das Anstehende durch die mächtige Hornbergmoräne bedeckt, mit Ausnahme einiger Aufschlüsse von Tonschiefern und Oberer Breccie im westlichen oberen Tiefenbach (S. 24). Am Westfuss des Hühnerspiels greift die Untere Breccie im Ober Läger und im Hornkessel weit nach S; sowohl die Hütten von Ober Läger als auch diejenigen von Hornkessel stehen auf Unterer Breccie (Fig. 7, Profil 11 a). Die Grenze gegen die Unteren Kalke, die den Gipfel und den Westhang des Hühnerspiels bilden, läuft am Fusse des Westhangs, verdeckt durch Gehängeschutt und Weideland, in N-S-Richtung (N 170° E) zwischen 1800 m im N (200 m östlich P. 1795) und 1830 m im S (180 m nordöstlich P. 1811 Hornkessel). JACCARD (51, S. 92) vermutete mit Recht eine tektonische Störung längs des Westhangs des Hühnerspiels; er nahm an, dass die Untere Breccie von Ober Läger an einem N-S laufenden Bruch gegenüber dem Hühnerspiel abgesunken sei. Wenn wir aber die Streichrichtungen in den Unteren Kalken am Hühnerspiel und in der Unteren Breccie im Ober Läger näher betrachten, so müssen wir zum Schluss kommen, dass hier wiederum, wie an der Flühweid, eine Flexur mit vorgeschobenem östlichem und zurückgebliebenem westlichem Flügel vorliegen muss: In der Hornfluh und den Hügeln 200 m südlich davon ist das Streichen und Fallen der Unteren Breccie noch normal mit N 45—50° E/35° NW. Je weiter man auf der Gratlinie westlich P. 1811 gegen NE vordringt, um so stärker macht sich ein Abbiegen der Streichrichtung gegen N-S mit W-Fallen bemerkbar. 100 m westlich P. 1811 streichen die Schichten noch N 35° E, 50 m südlich P. 1811 am oberen Rand der grossen Doline noch N 20—25° E und 100 m nordöstlich P. 1811 noch N 10—20° E. Ganz ähnliche Messresultate erhält man östlich P. 1795 im Ober Läger, wo vollständiges N-S-Streichen beobachtet wurde. In den östlichsten Vorkommen der Unteren Breccie 300 m nordöstlich P. 1795 ist dann das Streichen wieder ungestört SW-NE. Die Streichrichtung der Unteren Kalke am Westhang des Hühnerspiels entspricht derjenigen der darüberliegenden Unteren Breccie; das Einfallen beträgt 40—50° W. Diese Messungen bringen deutlich die Flexur zum Ausdruck, durch die die untere Grenze der Unteren Breccie um ca. 150 m ver-

schoben wurde, so dass die letztere am Hühnerspiel nicht mehr auftreten kann. Die Liaskalke, die sich ohnehin immer plastischer verhalten als die starre Untere Breccie, wurden verfaltet und stellenweise ausgedünnt. Dies erklärt das Auftreten eines kleinen Aufschlusses von etwa 10 m Länge von Rhätschiefern und einer Platte Rhätbreccie zwischen der Unteren Breccie und den abtauchenden Liaskalken, 200 m nordöstlich P. 1811 auf dem Südwestrücken des Hühnerspiels auf 1835 m. Diese grosse Flexur ist auch die Ursache für den Mächtigkeitswechsel der Tonschiefer nördlich der Saanerslochfluh (100 m) und der Hornfluh (220 m). Da die Flexur die Obere Breccie nicht oder nur schwach beeinflusste, vermittelten die Tonschiefer, tektonisch ausgequetscht, den Ausgleich (Profile 11 und 11 a).

Südwestlich der Hornfluh bleibt die Streichrichtung der Unteren Breccie bis in den Stutz ziemlich konstant SW-NE. Vom Stutz bis ins Bortvorsass biegt sie dann gegen S ab mit ca. N 25° E, dreht aber im Ober Bort nochmals gegen die normale Richtung (N 40° E). Die Obere Breccie hingegen weicht wegen der auskeilenden Schichtreihe schon vom Berschel an von der normalen SW-NE-Richtung gegen die N-S-Richtung ab. Auch sie biegt im Felskopf von Ober Bort nochmals in die normale Richtung ein, dreht dann aber scharf nach S in überkippter Lagerung gegen den Turbach ab (N 140—150° E).

Eine tektonische Störung lässt sich noch in der Oberen Breccie im Graben südlich Berschel erkennen, von wo wir einen Couches rouges-Aufschluss (S. 27) und weiter unten den Ophiolith von Gruben-Brände (S. 40) beschrieben haben (Fig. 5). Von 1360 m an aufwärts teilt sich der Hauptgraben in zwei kleinere Runsen, die durch eine bewaldete Rippe getrennt werden. Im südlichen der beiden Gräben stehen von 1390 m bis auf 1460 m stark verfaltete, nahezu senkrecht einfallende Couches rouges an. Auf 1470 m folgen, scheinbar zwischen den Couches rouges und der darunterliegenden Oberen Breccie eingeklemmt (und das Ostende der Couches rouges umschliessend), rote kieselige Tonschiefer. Auf der Rippe zwischen den beiden Gräben und im nördlichen Graben sind bei ca. 1400 m Höhe noch immer Couches rouges aufgeschlossen. Am Nordrand dieses zweiten Grabens erkennt man nun schon auf 1390 m beim Austritt des Baches auf die Weide einen Aufschluss mit steil nach NW einfallenden Kalken der Oberen Breccie (H. und D. 677), welche Calpionellen, Radiolarien und Spongiennadeln enthalten. Diese Kalke setzen sich nordöstlich davon, oberhalb 1450 m, in der Rippe von Berschel fort. Der ganze Sporn von Oberer Breccie, der in diesem Graben nördlich vor den Couches rouges liegt, muss an einem annähernd EW laufenden Bruch, der jedoch des starken Moränenschuttes wegen nicht sichtbar ist, um etwa 200 m nach W verschoben worden sein. Die oben erwähnten roten Tonschiefer gehören in die Obere Breccie des vorgeschobenen Flügels und sind mit den zwischen den beiden Flügeln eingeklemmten Couches rouges verfaltet und verschuppt; sie entsprechen den im Tiefenbach in der Mitte der Oberen Breccie eingeschalteten roten Tonschiefern (S. 24). Wie aus Fig. 5 ersichtlich ist, ist die Störung auch am Verlauf der oberen Grenze der Tonschiefer zu erkennen, die zwischen dem oberen Stutz (300 m nördlich P. 1544) und der Rippe von Berschel in der normalen SW-NE-Streichrichtung um 100 m nach NW vorgeschoben wird.

#### d) Die Flyschzone Zweisimmen-Saanenmöser-Gstaad

Die geschlossene Vegetationsdecke, häufige Überdeckung mit Moränen, Rutschungen und Sackungen in den Bachgräben, wozu noch oberflächlicher Hakenwurf kommt, verunmöglichen es, den tektonischen Bau der Flyschmassen nordwestlich der Hornfluhsscholle überall zu rekonstruieren. Zudem erschweren die intensive Kleinfaltung und Verschuppung der durchwegs gleichförmigen Schichtserie die Übersicht über die grossen Linien. Nur die basale Flyschserie mit den Ophiolithen, den polygenen Breccien und den roten Tonschiefern lässt sich als «tektonische Leitschicht» verwenden. Die Ergebnisse der Streich- und Fallmessungen an der Oberfläche sind in der Profilserie dargestellt worden.

Während das Liegende des Flyschs, d. h. die Breccienserie von der Trias bis zu den Couches rouges, als zusammenhängende Scholle mit 30 und mehr Grad Gefälle steil gegen NW abtaucht, erscheint der Flysch viel eher als eine träge, abgeglittene Masse, die ohne Zusammenhang mit der Schichtfolge im Liegenden, das Gebiet nordwestlich davon ausfüllte.

Betrachten wir vorerst das Gebiet zwischen Zweisimmen und Saanenmöser. Wie wir im stratigraphischen Teil gesehen haben, findet man die basalen Sedimente der Flyschserie nicht nur am Rinderberg

und im Moosbach, wo sie in normaler Lagerung auf den Couches rouges und der Oberen Breccie liegen, sondern auch vom Fang bis in die Kleine Simme (S. 30, 31, 39) als schwach eingesenkte, leicht nach NW fallende Mulde, die durch eine zusammenhängende Reihe von Ophiolithblöcken und zerrissenen Bänken polygener Breccie gekennzeichnet ist. Diese Mulde, die an der immer wieder auftretenden Serie der roten Schiefer (Kleine Simme—Unterster Kaltenbrunnenbach—Graben östlich Wäflersweid auf 1310 m, Tiefenbach auf 1290 m) von Zweisimmen bis in die Gegend von Schönried verfolgt werden kann, hat verschiedene Entstehungsmöglichkeiten. Erstens könnte angenommen werden, der Flysch sei bei der endgültigen «mise en place» der Hornflussscholle durch Widerstände in der Unterlage, in die sich die Scholle einsenkte, von seinem Liegenden abgeschert und als weiche Gleitmasse weiter nach NW abgedrängt worden; zweitens könnten Flyschmassen, die ursprünglich weiter südlich auf jetzt erodiertem Material lagen, bei der «mise en place» ihre relativ steife Unterlage überholt haben und über nördlicheren Flysch hinübergefahren sein, indem sie diesen teilweise mitrissen und abscherten; drittens könnte die Anhäufung und Verschuppung des Flyschs schon vor der «mise en place», auf dem Transport geschehen sein (80, S. 62), und viertens muss man sich fragen, ob die Breccien-Decke nicht schon während der Flyschsedimentation gefaltet war.

Für unseren Fall glaube ich am ehesten, die zweite und dritte Möglichkeit in Betracht ziehen zu müssen. Die erste Hypothese, die einer Abscherung, bedingt eine allzu tiefe Einsenkung der Hornflussscholle, da die Ausdehnung des Flyschs zwischen Eggweid und der Kleinen Simme 1—1,5 km beträgt. Am Südwestende der Hornfluh keilt aber die unter dem Flysch liegende Breccienserie auf der Höhe von 1050 m aus, d. h. die Front der Scholle erscheint an der Oberfläche, während wir im NE die Scholle noch um 1000 m nach der Tiefe verlängern müssten, um der Hypothese gerecht zu werden. Dass lokal eine Abscherung vorkommen kann, beweisen die Verhältnisse im unteren Moosbach, die wir unten beschreiben werden. Auch die vierte der Entstehungsmöglichkeiten scheint nicht glaubwürdig, konnte doch nirgends eine diskordante Lagerung des Flyschs auf seiner Unterlage — weder im Chablais noch in den Préalpes romandes — beobachtet werden. Zudem ist die Verschuppung der Breccien-Decke mit der Klippen-Decke viel zu intensiv, als dass man diese Flyschanhäufungen nur stratigraphisch erklären könnte. Nein, wir müssen ein Übereinandergleiten und eine Verschuppung vor und während der «mise en place» annehmen, um die tektonische Lagerung des Flyschs erklären zu können.

Südwestlich Saanenmöser-Schönried können wir der starken Moränenbedeckung wegen keine tektonische Gliederung des Flyschs vornehmen. Die Schichten fallen meist steil nach NW ein mit lokaler Senkrechtstellung und Überkippung in SE-Fallen (z. B. im Erbsernbach). Es ist nicht anzunehmen, dass eine einheitliche Schichtreihe vorliegt, da man in der westlichen Fortsetzung dieser Flyschregion, im Eggli westlich der Saane, das Niveau der roten Tonschiefer in drei oder viermaliger Wiederholung übereinander antrifft, was vermutlich auf eine Verschuppung der Flyschserie zurückzuführen ist. Bemerkenswert ist nur, dass der Flysch die Richtungsänderung und Überkippung der Oberen Breccie zwischen Ober Bort und dem Turbach nur in den untersten 20 m mitmacht und sonst das NW-Fallen beibehält.

Es bleibt noch die Beschreibung einiger Vorkommen von Flysch der Klippen-Decke in der Flyschzone von Zweisimmen-Saanenmöser; dieser Flysch ist, wo er tektonisch nicht stark beansprucht worden ist, lithologisch vom Flysch der Breccien-Decke gut zu unterscheiden. In der Nordwestzone der Flyschmulde des Simmentals ist der Flysch der Klippen-Decke vor allem aus der Gastlosenschuppe bekannt, wo er als Jüngstes der Serie direkt auf den Couches rouges liegt. Es handelt sich dabei um eine Wechsellagerung von Tonschiefern mit regelmässigen, durchschnittlich 3—6 cm (in unserem Gebiet höchstens 15 cm) mächtigen Bänken von dichten grauen, hell anwitternden Kalken, schiefriigen Mergelkalken, kieseligen Kalken und glimmerführenden Sandkalken. Auf den Schichtoberflächen der dichten Kalke und Mergelkalke findet man häufig Helminthoiden, Fucoiden und Chondriten. Andere Fossilien konnten weder makroskopisch noch mikroskopisch gefunden werden. Im Tal der Kleinen Simme hat schon JACCARD (51, S. 77) diesen Helminthoiden-Flysch zwischen Zweisimmen und Oeschseite erkannt und kurz beschrieben. LUGEON und GAGNEBIN (80, S. 43) zählten ihn hier zum erstenmal zur Klippen-Decke, nachdem TSCHACHTLI (129) im Simmental und ANDRÉ LOMBARD (67) im Chablais den Flysch dieser Decke näher untersucht hatten. In seiner zweiten Arbeit (130, S. 31) gab TSCHACHTLI dann dem im Detail beschriebenen Flysch dieser Ausbildung den Namen «Plättchen-Flysch». Nach den neueren

Arbeiten (8, 20, 33, 63, 67, 80, 128, 130) beginnt der Flysch der Klippen-Decke im Paleozän, während seine obere Grenze nicht bekannt ist <sup>1)</sup>.

Wenn man am rechten (südlichen) Bachufer der Kleinen Simme von Zweisimmen bachaufwärts geht, trifft man auf folgende Aufschlüsse: Am Westausgang des Dorfes findet man unter dem Friedhof verfestigte Moräne, die das Nordende der mächtigen Moräne von Halten darstellt. Einige Meter südlich davon steht hinter der Säge Flysch der Klippen-Decke an, der sich in flach welliger Lagerung bis zum Wasserreservoir des Sägebaches, 250 m südwestlich des Friedhofs, verfolgen lässt. Nach ca. 100 m Moräne ist wieder während 200 m nach NE fallender Plättchen-Flysch gegenüber Mosenried aufgeschlossen. Der nächste Aufschluss beginnt 250 m südlich P. 986 (unmittelbar südlich der Badeanstalt Zweisimmen). Bis zu dem bewaldeten Vorsprung gegen W, 600 m südsüdwestlich P. 986, stehen tektonisch stark gestörte Tonschiefer und ungleichmässige Sandkalke an, die vermutlich einer Schuppe von Breccien-Flysch angehören, die in einer Mulde über dem Flysch der Klippen-Decke liegt (siehe Übersichtskarte, Tafel I). Südlich dieses Felsvorsprunges, über den der Fussweg leicht ansteigt, sieht man am wieder absteigenden Weg die durch eine schwache Faltung gestörte tektonische Auflagerung des Breccien-Flyschs auf dem Klippen-Flysch, der hier mit 45° gegen NW unter den Breccien-Flysch einfällt. Die Grenze selbst wird durch eine kleine sumpfige Rinne gebildet. Dieser Plättchen-Flysch ist wiederum während 250 m am Bach mit N- und NE-Fallen von 30—45° aufgeschlossen und reicht bis etwa auf Höhe 1005 m, wo er ca. 100 m oberhalb des Steges über die Simme mit E-Fallen auf tektonisch stark bewegtem und zerdrücktem Breccien-Flysch liegt. Wir haben demnach hier eine Schuppe von Klippen-Flysch, die sich an der Kleinen Simme von Höhe 1005 m bis nach Zweisimmen zieht, lokal überlagert von Breccien-Flysch und selbst wieder auf Breccien-Flysch liegend.

Verfolgen wir nun diese Schuppe südwestlich der Kleinen Simme zwischen Altenried und Oeschseite. Der überlagernde Flysch der Breccien-Decke streicht, dem Waldvorsprung nordwestlich Altenried folgend, am Waldrand auf Kote 1040 m, von Moräne bedeckt, in die Luft aus. Die untere Grenze der Schuppe, d. h. die Auflagerung auf der Hauptmasse des Breccien-Flyschs, zieht sich von der Kleinen Simme unter dem oberen Rand der Runsen gegenüber Riedli hinauf ans Strässchen und ans Geleise der Montreux-Oberland-Bahn (300 m nordwestlich P. 1230, siehe Fig. 4); dann biegt sie scharf gegen NE um und streicht zwischen Bahn und Weihermatten durch und verschwindet schliesslich südlich Altenried unter der Moräne. Die Schuppe von Plättchen-Flysch, der an der Strasse Altenried-Oeschseite auf 1090 m und bei der Strassenabzweigung Zweisimmen-Fang und Zweisimmen-Oeschseite gut aufgeschlossen ist, liegt demnach als nach SW auftauchender Muldenkern in einer kleinen Synklinale auf der Stirn des Breccien-Flysches (Profil 1).

Als eigentliche Klippe, rundherum auf dem Flysch der Breccien-Decke aufsitzend, findet man die Schuppe von Plättchen-Flysch noch einmal 200 m westlich des Südwestendes des ersten Vorkommens. Sie bildet eine 700 m lange, im Maximum 130 m breite Mulde mit SW-NE-Streichen von N 35° E. Im S beginnt diese kleine Flyschmulde, 100 m südöstlich des Bahnhofs von Oeschseite und durchschneidet den Graben östlich des Bahnhofs zwischen 1150 und 1160 m (direkt oberhalb der Bahn); dann überquert sie Bahn und Strasse (die beiden Häuser zwischen Bahn und Strasse östlich Stockbrunnen stehen auf Klippen-Flysch) und streicht ca. 10 m über dem Bett der Kleinen Simme, 500 m nordwestlich P. 1230 ins linke Ufer der Kleinen Simme hinüber. Gute Aufschlüsse sind im Bach östlich des Bahnhofs Oeschseite, am Bahngeleise und am Abhang gegen die Kleine Simme zu finden. Die Auflagerung der Schuppe auf dem Breccien-Flysch ist ebenfalls im Bach beim Bahnhof Oeschseite und in der obersten rechtsufrigen Runse an der Kleinen Simme gegenüber Riedli gut sichtbar.

Ein weiterer, lithologisch aber weniger eindeutiger Aufschluss von Flysch der Klippen-Decke, verfaltet mit Flysch der Breccien-Decke, befindet sich im unteren Moosbachgraben. Bei der oberen Eisenbahnbrücke und 40 m bachaufwärts (bis auf 1060 m) liegen auf knorrigen, steil nach NW einfallenden Tonschiefern des Breccien-Flyschs, die im Bachbett und am südlichen, rechten Ufer anstehen, linksufrig

<sup>1)</sup> P. BIERI zählt in einer neuen Arbeit (*Eclogae geol. helv.*, V. 39, S. 25, 1946) den «Plättchen-Flysch» aus tektonischen Gründen in die Schichtreihe des Cenoman-Flysches der Simmen-Decke. Die kleinen Vorkommen von «Plättchen-Flysch» im untersuchten Hornfluhgebiet lassen sich zu keiner Diskussion über die Deckenzugehörigkeit dieser Serie heranziehen; sie liefern auch keinerlei Anhaltspunkte betreffend das Alter dieser Schichten.

plattige, stark verfältelte Kalke und Mergel mit Tonschieferzwischenlagen mit vereinzelt Fucoiden und Helminthoiden. Der Kontakt ist unruhig und intensiv kalzitisiert. Diese Kalkschiefer keilen auf 1060 bis 1070 m aus und verlieren sich gegen N unter der Moräne von Moosbach. Es ist anzunehmen, dass es sich bei diesem von unten auftauchenden Flyschkeil um eine grössere Linse oder Schuppe von Klippen-Flysch handelt, welche die Hauptmasse des Flyschs der Breccien-Decke von ihren untersten Schichten getrennt hat, wie dies auf Profil 1 dargestellt ist.

## 2. Zone der Schuppen und Rückfaltungen

Gegen SE schliesst sich an den normal und ruhig nach NW fallenden Schollenteil eine verfältelte und verschuppte Zone an, die am Gantlauenengrat nach NE und zwischen Eigen und Gfell nach SW in die Luft hinausstreicht. Die jüngsten noch an der Faltung teilnehmenden und von der Erosion noch nicht abgetragenen Gesteinsschichten bestehen aus einigen Muldenkernen von Unterer Breccie. Die Untere Breccie verhält sich auch hier eher als starre Masse, während die Unteren Kalke und Schiefer, an der Basis begleitet vom Rhät, intensiv gefaltet und verschuppt sind. In der Trias und der Rhätbreccie gleichen sich die Falten in verschiedenen mächtigen Linsen und Paketen wieder aus, so dass die Unterfläche der Hornflussscholle eine mehr oder weniger glatte Fläche bildet.

Anschliessend beschreiben wir nun die Schuppen- und Faltenregion abschnittsweise von E nach W.

### a) Gantlauenengrat und Osthang des Kaltenbrunnentals

(Profil 5 und 6)

Wenn wir der Gratlinie des Gantlauenengrates von N nach S, stratigraphisch also von oben nach unten, folgen, so sehen wir die Schichten der Unteren Breccie (Detailprofil S. 14), die in der Gipfelpartie noch mit 25—30° nach NW fallen, 400 m südlich P. 2078,7 in der flachen Gratstrecke in wellige, horizontale Lagerung übergehen; erst 250 m weiter südlich in den Unteren Schiefern, Unteren Kalken und dem Rhät (Detailprofile S. 12, 10, 8) setzt wieder NW-Fallen ein. Unter dem Rhät folgt im Sattel nördlich P. 2015 Triasdolomit (Fig. 6). Diese Trias bildet eine ca. N 30° E streichende, asymmetrische Antiklinale, die an beiden Enden zusammengestaucht und ausgequetscht wird. Im N fällt der Dolomit nach NW unter das Rhät ein, liegt dann (ca. 100 m nordwestlich P. 2015) während einigen Metern horizontal, dreht aber am Weg (70 m nordwestlich P. 2015) mit 65—75° in SE-Fallen um. Südlich davon, am Nordfuss von P. 2015, schliessen sich — ohne aufgeschlossenen Kontakt — 10–15 m Rhätschiefer und Lumachellen an, die normal auf der Trias liegen, aber überkippt wieder steil (70—80°) nach NW einfallen. Nach ca. 10 m schlecht aufgeschlossenen Unteren Schiefern folgt am Nordhang von P. 2015 ein nicht sichtbarer tektonischer Kontakt, unter welchem verschieferte Untere Breccie liegt, die den Gipfel von P. 2015 bildet. Diese streicht nahezu N–S und fällt steil gegen NW und W. Am Südhang von P. 2015 verschiefert die Untere Breccie wieder und wird durch die früher (S. 5) beschriebene Trias (Quarzit und Rauhwacke) unterlagert, die ihrerseits 120 m südlich P. 2015 die Basis der Serie der Breccien-Decke bildet und auf Flysch aufliegt.

Betrachten wir noch kurz die Begrenzung der Triaslinse im N von P. 2015. Bei rascher Mächtigkeitsabnahme lässt sie sich gegen NE im Osthang des Gantlauenengrates bis 420 m nordöstlich P. 2015 verfolgen, wo sie vollständig auskeilt. Das Rhät, das wir südlich davon getroffen haben, vereinigt sich mit dem normalliegenden Rhät, wobei eine antiklinale Umbiegung nicht mehr zu beobachten ist. Die Unteren Schiefer und Kalke, die man im Sattel und südlich davon noch südlich der Trias findet, sind am Felsvorsprung 500 m nordwestlich P. 2015 zwischen der stark zerdrückten Schuppe von Unterer Breccie und dem gedoppelten Rhät nicht mehr vorhanden. Sie sind vermutlich durch die Schuppe abgeschert worden. Auch nördlich und nordwestlich der Triaslinse ist die Lagerung der Unteren Kalke und des Rhäts tektonisch gestört. Vom Grat lassen sich das Rhät und die Unteren Kalke in westlicher Richtung gegen den oberen Stall von Ober Kaltenbrunnen verfolgen. Südlich dieser Rinne (direkt östlich des Stalles) schiebt sich zwischen das Rhät und die Trias noch einmal in synklinale Lagerung eine 70° NW fallende bis senkrecht stehende Platte von Unteren Kalken ein, die ihrerseits wieder durch einen schmalen Rhätsstreifen von der Triaslinse getrennt ist. Da diese Platte auf 1990 m gegen den Grat hin mit starkem axialem

Ansteigen in die Luft hinausstreicht, vereinigen sich die beiden Rhätstreifen noch westlich des Grates; die Antiklinale, die durch das nördliche Rhät gebildet wird, und die Synklinale, die südlich davon anschliesst, verlieren sich somit bis auf den Grat. Die Biegungen sind dabei so scharfwinklig gequetscht, und vermutlich durch Scheitelbrüche verstärkt, dass sie im Rhät oberhalb des Stalles nicht nachweisbar sind. Westlich der Triaslinse reicht die Lokalmoräne bis auf 1940 m hinauf und verdeckt den Kontakt

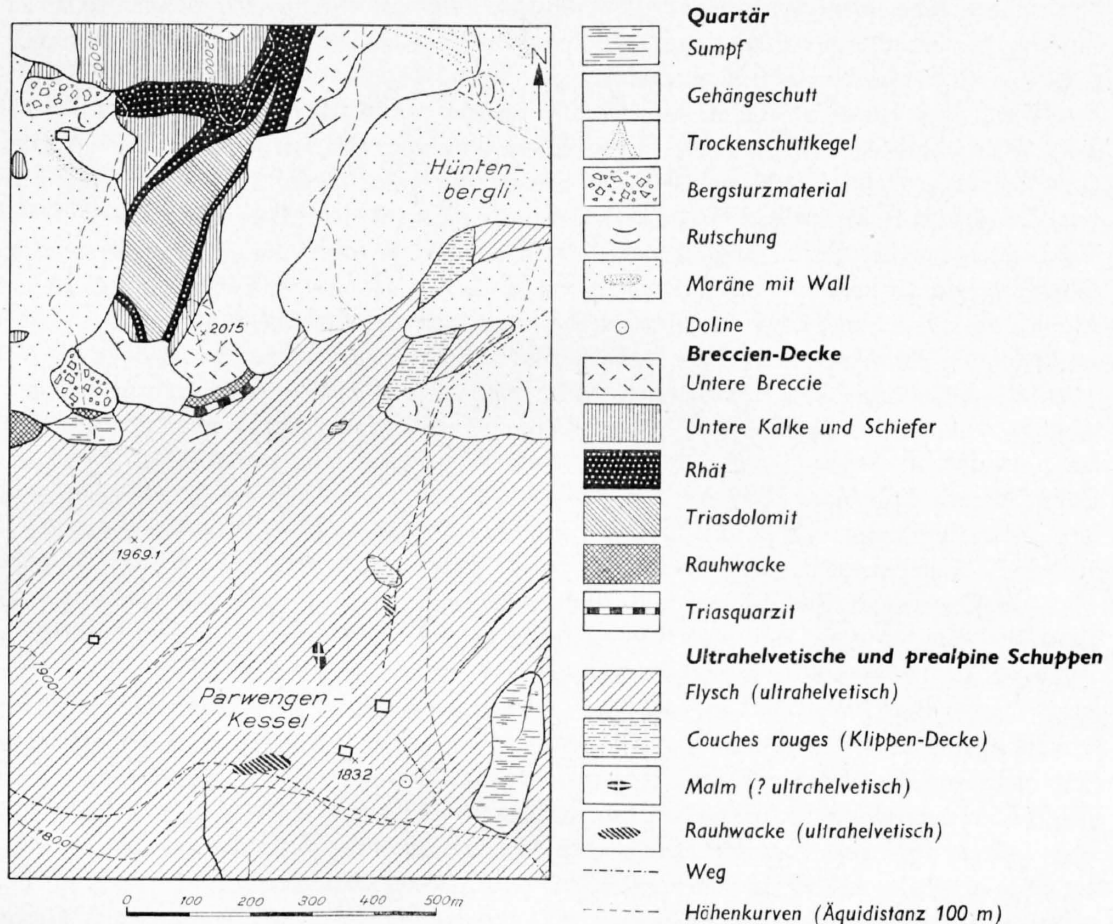


Fig. 6. Geologische Detailkarte des südlichen Gantlauenengrates und von Parwengen-Kessel

zwischen Trias und Rhät. Südlich davon (100 m westlich P. 2015) zeigt sich aber wieder, dass die Triaslinse sich auch nach S und unten schliesst. Wir sehen dort westlich des Weges, dass die Unteren Kalke und etwas Rhät überkippt gegen E mit 70° unter die Trias, die noch 20—30 m mächtig ist, untertauchen. Ein kleiner Bergsturz von Unterer Breccie und Gehängeschutt verdeckt südlich davon weitere Aufschlüsse (Fig. 6).

Die Schuppe von Unterer Breccie und Untern Schiefen, die den P. 2015 bildet, wurde zum erstenmal von LUGEON und JACCARD (73, S. 756) in einem Profil dargestellt. Ihre Fortsetzung nach E konnte nur noch auf eine kurze Strecke bis in den oben erwähnten Felsrücken festgestellt werden. Dass sie noch im Kapf am Osthang des Gantlauenengrates nochmals zum Vorschein kommen soll, wie dies JACCARD (51, S. 106) beschreibt, kann ich nicht bestätigen. An der betreffenden Stelle fanden sich nur Moräne und Flysch der Unterlage der Breccien-Decke mit einer Linse von Triasdolomit, die später beschrieben wird (S. 74).

Am Westhang des Gantlauenengrates, gegen das Kaltenbrunnental, können die verschiedenen tektonischen Einheiten, die am Grat gut aufgeschlossen sind, wenn auch durch lokale Moränen und Gehängeschutt teilweise verdeckt, wieder aufgefunden werden (Profil 6). Getrennt durch einen Streifen von Moräne, auf der die Alphütte von Ober Kaltenbrunn (P. 1792) steht, trifft man zwischen 1780 und 1860 m die am Grat nur wenig mächtige Rauhwacke, die hier zu einer Linse von 80—100 m angeschwollen ist. 120 m südwestlich P. 1792 ist die Rauhwacke mit der Flyschunterlage verknüpft, wobei einzelne Brocken von Trias isoliert im Flysch drin stecken. Bis zum Hauptbach wird dann der weitere

Verlauf der Rauhwacke durch Moräne verdeckt; am westlichen Talhang ist sie jedoch dann vom Bach an aufwärts wieder gut aufgeschlossen (Tafel IV).

Die Schuppe von Unterer Breccie von P. 2015, die ich kurz Kaltenbrunnenschuppe nenne, findet sich 150 m nordöstlich der Hütte P. 1792 wieder in der Fazies der Unteren Schiefer, wie sie im Bach bei Ried im Simmental (S. 11) anstehen, d. h. als eine Wechsellagerung von Tonschiefern mit plattigen, oft feinbrecciösen, spätigen Kalken und Mergelschiefern mit vereinzelt Bänken feiner Kalk-Dolomit-Breccie. Diese Unteren Schiefer sind oft dem Flysch zum Verwechseln ähnlich, besonders demjenigen südlich der Hornflussscholle; die regelmässigen Kalk-Dolomit-Breccien-Bänke sind aber ein typisches Merkmal für die Unteren Schiefer und kommen im Flysch nicht vor. Vermutlich geht die Untere Breccie des P. 2015, die ja auch schon stark von Schiefen durchsetzt ist, seitlich über in diese Unteren Schiefer. Der Übergang selbst ist nicht sichtbar. Die Schiefer sind im Graben, 130 m nördlich der Hütte P. 1792, von 1750 bis 1840 m aufgeschlossen und fallen steil mit lokaler Überkippung nach NW ein. Auf dem Talboden im östlichen Bachbett des Kaltenbrunnbaches und vor allem am Gegenhang (Tafel IV) gehen sie dann in horizontale Lagerung über und steigen talauswärts mit schwachem S- und SE-Fallen gegen N an. Sie kommen zwischen Ober und Unter Kaltenbrunnen am Westhang des Gantlauenengrates am Steilhang über dem Talboden oberhalb 1680 m in flacher Schichtlage wieder zum Vorschein. Man findet sie gut aufgeschlossen im Graben 250 m südöstlich P. 1583 mit schwachem Gefälle nach SE und ziemlich reich an Breccienbänken. Auf der Rippe nördlich dieses Grabens werden die Unteren Schiefer der Kaltenbrunnenschuppe auf 1760 m durch die normal vom Grat her mit 35—45° gegen NW fallende Untere Breccie diskordant abgeschnitten. Trias, Rhät und Untere Kalke sind hier tektonisch ausgequetscht.

Sehen wir nun noch, was mit diesen drei Horizonten zwischen dem Grat und dem Graben südöstlich P. 1583 geschieht.

Die Unteren Kalke, die, wie wir gesehen haben, in einer Rückfaltung östlich des oberen Stalles von Ober Kaltenbrunnen steil gegen NW einfallen, setzen sich westlich dieser Hütte auf 1820 m in flacher, welliger Lagerung gegen N fort. 400 m weit lassen sie sich zwischen 1820 und 1780 m verfolgen und brechen dann im oben erwähnten Graben südöstlich P. 1583 tektonisch stark beansprucht ab. Das Rhät dagegen schwillt unter dieser horizontal liegenden Platte von Unteren Kalken zu einer mächtigen Linse von Rhätbreccie an (ca. 100 m), die nach N hin wieder abnimmt und von den aufsteigenden Unteren Schiefen der Kaltenbrunnenschuppe unterlagert wird. Die Grenzfläche zwischen dem Rhät und den Schiefen ist schwer zu erkennen. Von der Trias nördlich P. 2015 ist nicht mehr viel vorhanden. Eine kleine Linse von Dolomit findet sich 200 m nordnordöstlich von P. 1792 in einer Mächtigkeit von ca. 30 m, eingeklemmt zwischen Rhätschiefern im N und Unteren Schiefen der Kaltenbrunnenschuppe im S. Eine weitere kleine Schuppe von 5 m liegt tektonisch analog 400 m nördlich P. 1792 auf 1730 m in der südlichsten Bachrinne unter der Rhätbreccie. Die Rhätbreccie bildet ein Kissen, unter dem die Kaltenbrunnenschuppe durchzieht, getrennt davon durch Triaslinen (Profil 6).

## **b) Kaltenbrunnental Westhang und Horntauben**

(Profile 8 und 10, Tafel IV)

Der Westhang des Kaltenbrunnentals wird, wie der Fig. 8 zu entnehmen ist, durch eine deutliche Rückfaltungszone gekennzeichnet, die auf einer mächtigen Unterlage von Unteren Schiefen der Kaltenbrunnenschuppe liegt.

Von N herkommend trifft man unter dem kleinen Felswändchen gegenüber P. 1583 ganz ähnliche Verhältnisse wie am Gegenhang. Das Wändchen wird aus steil gegen NW einfallenden Unteren Kalken gebildet, die auf 1720 m unter der Schutthalde verschwinden. Die kleine Senke nördlich davon hat sich in die weichen Unteren Schiefer eingeschnitten, über denen dann die normal nach NW fallende Untere Breccie liegt. Die Unteren Kalke des Felswändchens werden an ihrer Unterfläche schwach diskordant abgequetscht durch die weniger steil gegen NW fallenden Unteren Schiefer der Kaltenbrunnenschuppe. Diese sind am Südrand der Schutthalde östlich P. 1874,7 bis auf 1640 m hinab gut aufgeschlossen. Die stark zerdrückte Auflagerungszone ist am Fuss des Wändchens sichtbar. Wenn man dieser Zone nach SW, hangaufwärts, folgt, so sieht man, dass auf Höhe 1790 m unter dem Wändchen von Unteren Kalken

auch noch das Rhät auftritt, das weiter nördlich ausgequetscht oder abgesichert ist. Die normale Schichtreihe wird also auch hier, ähnlich wie am Osthang des Kaltenbrunnentals, durch die Unteren Schiefer der Kaltenbrunnenschuppe schief abgeschnitten, nur dass die Unteren Kalke am Westhang noch vorhanden sind, während am Osthang die Schuppe in direkten Kontakt mit der Unteren Breccie tritt.

Das kleine Felswändchen von Unteren Kalken, das sich weiter gegen SW gegen den Grat hinaufzieht, wird von zwei kleinen durch Scheitelbrüche verstärkte Rückfaltungen unterbrochen, deren erste sich auf 1830 m, die zweite auf 1860 m befindet. Bei beiden sieht man nach dem steilen NW-Fallen einige Meter Horizontalstellung und Überkippen in SE-Fallen und anschliessend wieder Umbiegen in NW-Gefälle. Bis zur zweiten Rückfaltung bilden noch immer Untere Schiefer der Kaltenbrunnenschuppe mit Kalk-Dolomit-Breccien-Bänken die Unterlage des dem Fusse der Felswand folgenden Lumachellenrhäts. Südlich davon schwillt das Rhät zu grosser Mächtigkeit an, indem sich unter den Lumachellenkalken und Tonschiefern gegen S hin zunehmende Rhätbreccie einlagert; diese ist auch hier ca. 100 m mächtig. Die Unteren Schiefer der Kaltenbrunnenschuppe nehmen darunter flache Lagerung an, die in S-Fallen übergeht.

\* In der grossen Doline 200 m nordöstlich Schwarzenberg fallen die Unteren Schiefer mit feinbrecciösen Kalkbänken mit 25—30° nach SE (Tafel IV); sie setzen sich im Bachbett bis auf 1680 m fort. Das Auftauchen der Schuppe gegen S, das demjenigen in P. 2015 entsprechen würde, ist am Westhang undeutlich: Auf 1700 m beginnt im Bachbett eine nach SW aufsteigende Quetschzone mit tektonischen Breccien zwischen dem Triasdolomit und der Rauhwaacke, die wahrscheinlich die vollständig ausgewalzte südliche Fortsetzung der Unteren Schiefer der Schuppe darstellt.

Die Rhätbreccie erreicht den Grat von N zwischen P. 1949,7 und P. 1847,7 auf Höhe 1925 m, sinkt dann aber auf 1935 m wieder gegen SE ab (siehe Fig. 7 und Tafel IV). Mit den Unteren Kalken als normales Hangendes bildet diese Aufwölbung der Rhätbreccie weiter im S dann eine überkippte Rückfalte, die wir Falte A oder Hühnerspielfalte nennen wollen. Nach kurzer Umbiegung in normale Lagerung folgt zwischen dem Stall auf 1860 m und der Sennhütte auf 1760 m (Schwarzenberg) eine weitere Rückfalte, die Falte B oder Schwarzenbergfalte. Das senkrechtstehende Wändchen zwischen den beiden Hütten stellt den südlichen, abtauchenden Schenkel dieser zweiten Falte dar. Südlich der Falte B wird der Hang durch schlecht aufgeschlossene, nahezu horizontale oder in schwache Wellen gelegte Untere Kalke gebildet, die dann in der kleinen Felswand am Osthang der Horntauben mit 40—45° NW-Gefälle austreichen. Auf dem Nordgrat und dem Nordwesthang der Horntauben sitzt über den Unteren Kalken und Unteren Schiefen in synklinaler Lagerung noch eine kleine Kappe von Unterer Breccie.

Südlich und östlich dieser Gipfelserie an der Horntauben folgt darunter noch eine Gruppe teilweise verschuppter Falten, die Faltengruppe C oder Horntaubenfalten. Eine erste, nach NW einfallende Antiklinalzone mit Rhätbreccie als Kern ist unter dem oben erwähnten Felswändchen am Osthang der Horntauben aufgeschlossen. Ihr östlichster Aufschluss liegt 150 m südwestlich P. 1782, Gruben; weiter östlich ist sie durch Gehängeschutt verdeckt, unter dem sich die Rhätbreccie wohl mit derjenigen von Schwarzenberg verbindet. Gegen W lässt sich der Zug von Rhätbreccie, vorerst wenig mächtig, dann wieder zunehmend, bis in die Felsen des Südhangs der Horntauben verfolgen. Unter der Rhätbreccie liegt, vermutlich in verkehrter Lagerung, wieder Rhät mit Kalken, Lumachellen und Tonschiefern. Südlich davon schliesst sich eine Synklinale von Unteren Kalken an, auf denen die Hütte von Gruben P. 1782 steht; diese Mulde lässt sich bis an den Bachrand des Kaltenbrunnenbachs verfolgen. Die normale Basis bilden Rhätschiefer und -kalke und Triasdolomit. Dieser Triasdolomit entspricht demjenigen am Gantlauenengrat; an seiner Basis finden sich auch die oben erwähnten tektonischen Breccien, 250 m nordöstlich P. 1782. Auf dem Dolomit sitzt westlich von Gruben noch einmal ein kleiner Synklinalkern von Rhät und Unteren Kalken. Gegen W nimmt der Dolomit an Mächtigkeit ab und keilt dann südlich der Gratlinie Horntauben-Äusserer Parwengen unter dem Gehängeschutt vollständig aus.

Die Unteren Kalke des Synklinalzuges von Gruben sind am Südhang der Horntauben stark mit Rhätschiefern und -kalken verschuppt. Unter der Antiklinale von Rhätbreccie sind noch drei Horizonte von Rhätkalken mit Lumachellen zu erkennen, getrennt durch zwei Lamellen von Unteren Kalken (siehe Fig. 7, Tafel V und Profil 10).

Kehren wir noch kurz zurück zur Falte A. In der Rhätbreccie, die bis über die Gratlinie auftaucht, findet man auf 1890 m eine kleine eingeklemmte Linse von Triasdolomit. Sie ist wahrscheinlich bei der

Rückfaltung mitgerissen worden. Die aus Rhätbreccie gebildete Antiklinale lässt sich westlich der Gratlinie auf der oberen Saanerslochalp noch weiterverfolgen bis in die grosse Doline von Saanersloch, die auf der neuen Landeskarte als kleiner See eingetragen ist. In der Doline liegen über der Rhätbreccie Rhätschiefer und -kalke, die ihrerseits wieder durch die Unteren Kalke und Schiefer überlagert werden. Der P. 1949,7 besteht ganz aus Unteren Kalken. Unter den horizontalliegenden Kalken im Sattel nordwestlich dieses Punktes zieht sich die Falte A durch; sie streicht dann mit — Rhätbreccie als Kern — westlich des Grates Horntauben–Saanerslochfluh wieder aus (Fig. 7).

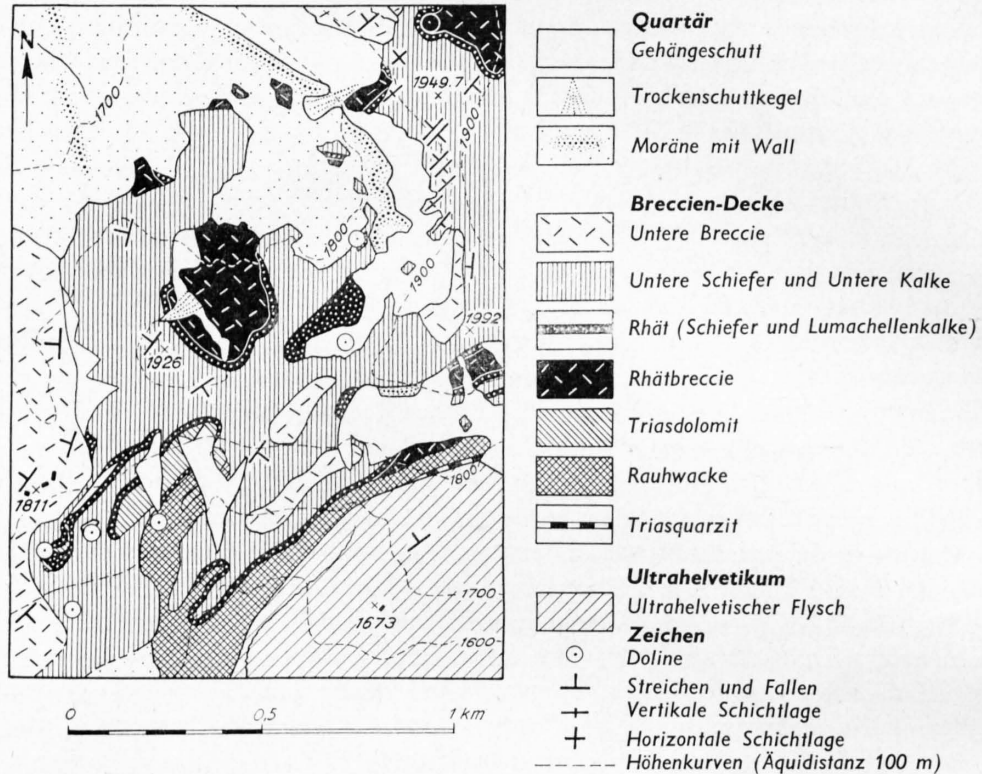


Fig. 7. Geologische Detailkarte des Gebietes zwischen Horntauben und Hornkessel  
(P. 1992 = Horntauben, P. 1926 = Hühnerspiel, P. 1811 = Hornkessel)

### c) Westhang Saanerslochfluh-Horntauben und Hühnerspiel

(Profile 10 und 11)

Im Moränenkessel zwischen dem Grat Saanerslochfluh–Horntauben und dem Hühnerspiel (auf dem Siegfriedblatt Zweisimmen als Seiberg bezeichnet) ist die Zone der Rückfalten wieder aufgeschlossen. Sie durchschneidet dann das Hühnerspiel und lässt sich im Hang südlich davon weiterverfolgen.

Betrachten wir zuerst den Westhang des Grates Saanerslochfluh–P. 1949,7–Horntauben (Fig. 7). Die Untere Breccie erreicht die Gratlinie mit ihren untersten Bänken 200 m nordwestlich P. 1949,7 und bildet dort einen kleinen Felskopf. Die Unteren Schiefer und Kalke biegen dann in der Falte A nach kurzer horizontaler Lagerung in senkrechte und überkippte Stellung um (130 m westlich P. 1949,7). Die Rhätbreccie ist als Kern der Falte bis auf 1900 m sichtbar, wo sie durch Rhätschiefer und -kalke flach überlagert wird. Auf einem kleinen Weg, der vom Seiberg gegen N ansteigt, sind 180 m westlich des P. 1949,7 auf 1840 m von N nach S die in verkehrter Lagerung steil einfallenden Schichten der Rhätbreccie, der Rhätschiefer und -kalke mit Lumachellen und der untersten Bänke der Unteren Kalke gut aufgeschlossen. In den Unteren Kalken können an diesem Hang südlich der Falte A noch drei weitere Antiklinalen festgestellt werden, von denen die dritte am stärksten ausgebildet ist. Ihr Nordschenkel steht in einem Felssporn (330 m nordnordwestlich Horntauben P. 1992,6) senkrecht, ihr Südschenkel fällt mit 35° nach SE in den Hang der Horntauben ein. Rhät und Rhätbreccie sind hier aber nicht mehr

aufgeschlossen. Diese letzte Falte entspricht sehr wahrscheinlich der Schwarzenbergfalte (B) im Kaltenbrunnental. Ein Teil dieser Falten wurde schon von JACCARD (51, S. 94) festgestellt und abgebildet (S. 95).

Die Rhätbreccie der Falte A steht in einzelnen kleinen Aufschlüssen im N und in einem grossen Fenster im S des Kessels zwischen Saanerslochfluh und Hühnerspiel an (Fig. 7). Die Falte A bildet hier ein flaches Gewölbe, das in der Mitte des Kessels eine axiale Depression aufweist. Das Dach der Antiklinale wird durch die Unteren Kalke gebildet, die das ganze Hühnerspiel und den westlichen Kesselboden bedecken; den noch aufgeschlossenen Kern bildet die Rhätbreccie. JACCARD (51, S. 94) beobachtete hier die dolomitische Breccie, glaubte aber Trias vor sich zu haben. Im NW der Falte A tauchen Rhätschiefer und Breccie noch einmal an der neuen Hornbergstrasse 400 m nördlich des Hühnerspielgipfels auf, bedeckt durch flachliegende Untere Kalke. Rhätkalke mit Lumachellen können fast durchgehend zwischen der Rhätbreccie und den Unteren Kalken oder auch unter der Breccie (an der Strasse) gefunden werden. Trias oder Reste der Kaltenbrunnenschuppe sind nirgends aufgeschlossen.

Auch die Falte B kann im S des Kessels auf der Terrasse auf 1850 m wieder gefunden werden. Sie ist vollständig nach NW überkippt und zeigt im aufrechten wie im überkippten Schenkel ein SE-Fallen von ca. 40°. Im Kern sind Lumachellenkalke und dolomitische Kalke des Rhät aufgeschlossen. An der Grenze gegen die Unteren Kalke des Nordschenkels sind eisenoolithische Kalke eingelagert (H. 230; 350 m westnordwestlich Horntaubengipfel). Die in einer Synklinale verkehrt unter dem Rhät liegenden Unteren Kalke bilden einen kleinen felsigen, mit Tannen bewachsenen Hügel (1840 m), an dessen Fuss in einer Doline (350 m nordnordwestlich Horntaubengipfel) unter dem normalen Synklinalschenkel wieder aufrechtgelagertes Rhät aufgeschlossen ist, das schwach nach SE einfällt. Über dem Rhätkern der Falte B schliessen sich die Unteren Kalke 320 m westlich des Hühnerspielgipfels; das Rhät durchstösst in einem Tunnel den Grat zwischen Hühnerspiel und Horntauben und kommt auf der Südseite des Hühnerspiels wieder zum Vorschein.

Die Synklinale der Horntauben und die Faltenzone C sinken südwestlich der Horntauben axial ab; ähnlich wie am Horntaubengipfel finden sich am Südhang des Grates zwischen Hühnerspiel und Horntauben — als Relikte zweier Synklinalkerne — zwei schmale Züge von Unterer Breccie, auf den Unteren Kalken aufsitzend (Fig. 7). Der nördliche beginnt auf dem Grat und zieht sich bis auf 1800 m; er wird vom Weg, der vom Hornkessel nach Äusser Parwengen führt, auf 1820 m geschnitten und entspricht der Horntaubensynklinale. Der südliche verläuft parallel dazu (NE–SW) von 1800 bis 1680 m. Dieser entspricht der Synklinalzone von Gruben (S. 57). Zwischen beiden sieht man 400 m südwestlich des Horntaubengipfels, wie die Antiklinale von Rhätbreccie südlich des Horntaubengipfels mit Lumachellenrhät als Umhüllung nach W unter die Unteren Kalke abtaucht.

Sehen wir nun noch, wie sich diese Faltenregion weiter südwestlich im Graben südlich des Hühnerspiels und in den grossen Dolinen bei Hornkessel verhält (Fig. 7). Die Falte A, die mit grosser Mächtigkeit im E in das Hühnerspiel hineinstreicht, wird durch die früher (S. 50) beschriebene Flexur am Westhang des Hühnerspiels fast vollständig ausgequetscht. Man kann die Fortsetzung dieser Falte in einem dünnen Rhätzug erkennen, der 400 m nordöstlich P. 1811 auf 1850 m beginnt und 200 m östlich P. 1811 mit einigen Metern Rhätbreccie und darunterliegenden Schiefern und Kalken mit Lumachellen den Weg Hornkessel–Äusser Parwengen schneidet. Er wird von der Unteren Breccie von Hornkessel nur durch ca. 5 m verquetschte Untere Kalke getrennt und setzt sich gegen SW in die mächtige Doline («Kessel») südlich P. 1811 fort (Profil 11 a). In dieser Doline, die 100 m Durchmesser hat, erkennt man eine stark zerdrückte, nach SE umgekippte, nach NW fallende Antiklinale, deren Kern durch Triasdolomit gebildet wird. Im Nordschenkel liegen über der Trias Fetzen von fraglichen Rhätschiefern, ca. 30 m Untere Schiefer (die Unteren Kalke sind tektonisch ausgequetscht) und Untere Breccie, die den nördlichen und westlichen Rand der Doline bildet. Den südlichen Rand und die Unterlage der Trias stellen Rhätschiefer und Kalke mit brecciösen Einlagerungen dar. Darunter folgen, vermutlich synklinal umbiegend, Untere Kalke. In der kleineren Doline, östlich davon, schiebt sich ein weiterer verschuppter Rhätkeil zwischen die Unteren Kalke.

Die Falte B finden wir wieder in den Runsen südlich des Hühnerspiels, mit Triasdolomit im Kern und Rhät und Unteren Kalken als Hülle. Folgt man dem Weg Hornkessel–Äusser Parwengen, so sieht man nach dem obenerwähnten Aufschluss der Falte A, wie 350 m nordöstlich P. 1811 (direkt südlich des

Hühnerspielgipfels) der Nordschenkel der Falte B den Weg schneidet. Die gegen das Hühnerspiel ansteigenden Unteren Kalke werden unterlagert von Lumachellenkalcken und 2 m dunkeln Tonschiefern, die ihrerseits auf Triasdolomit liegen. Der Weg bleibt dann auf eine Strecke von 100 m im Triasdolomit, dann biegen die Unteren Kalke und das Rhät in SE-Fallen um, schneiden den Weg wieder und schliessen das Gewölbe. Nach weiteren 100 m Weges folgt dann über den Unteren Kalken die oben erwähnte Untere Breccie (S. 59).

Aus der Tafel V, Fig. 7 und Profil 11 ist die Verfallung von Rauhwacke als Basis mit Rhät und Unteren Kalken in der Faltenzone C im gleichen Graben südlich des Hühnerspiels zwischen 1600 und 1700 m ersichtlich. Durch eine dünne Rhätschuppe wird die Falte B von der Rauhwacke, die darunter ansteht, getrennt. Nordwestlich von Klein Eigen wird dann diese Rauhwacke überdeckt durch eine wellige, schlecht aufgeschlossene südöstlichfallende Platte von Unteren Kalken (Profil 12).

#### **d) Hornkessel-Gräben-Gfellgraben**

(Profile 11a—14)

Das axiale Gefälle der Schuppen und Rückfaltenregion, das in südwestlicher Richtung zwischen Hühnerspiel und Gfell 5—8° beträgt, bedingt, dass südwestlich des Hornkessels auch noch die Untere Breccie stärker als im E in die Rückfaltenregion einbezogen wird. Im Gegensatz zu den Unteren Kalken und dem Rhät, die intensiv verfaltet und verschuppt sein können, macht die starre Masse der Unteren Breccie nur die grossen tektonischen Bewegungen der Falte A mit.

Westlich der grossen Hornkesseldoline, in der wir die Falte A wiedergefunden haben, geht auch die Untere Breccie in 25—30° SE-Fallen über und bildet mit ihren untersten Bänken eine mehr oder weniger hangparallele Platte, die im Graben westlich Eigen bis auf 1540 m herabreicht und dann dort wieder mit NW-Gefälle aufbiegt. Der Scheitel der Falte A zieht sich von der Hornkesseldoline nach WSW; er ist in der grossen Doline 450 m südlich des Hornfluhgipfels, durch einen Bruch verstärkt, wiederaufgeschlossen. Das Liegende der Unteren Breccie tritt in dieser etwa 80 m breiten Doline aber nicht zutage. Im Gfell bei den Hütten P. 1687 streicht die Falte A in die Luft aus. Der Kern der Falte besteht hier aus Triasdolomit in horizontaler Lagerung, auf dem die Hütten bei P. 1687 stehen. Während die Untere Breccie, die nur noch durch Rhätschiefer und Kalke mit Lumachellen von der Trias getrennt ist, bei der grossen Hütte 200 m westlich P. 1687 noch nach NW fällt, können wir sie 100 m östlich des Punktes nach SE abtauchen sehen. Die Falte A ist demnach hier zu einem flachen Gewölbe geworden (Profil 13, Tafel V).

Betrachten wir noch kurz die Überreste der Falten B und C. Die Region zwischen dem Mattengraben und dem Eigengraben zeigt wenig gute Aufschlüsse. Weideland, Gehängeschutt und Moräne verdecken die vermutlich mit dem Hang gegen SE fallenden Unteren Kalke und die darüberliegenden untersten Bänke der Unteren Breccie. Im Eigengraben selbst sind unter der Unteren Breccie die Unteren Kalke auf 1530 m in horizontaler Lagerung aufgeschlossen (400 m nordwestlich P. 1521). Das Rhät, das darunter folgt, bildet einen deutlichen Quellhorizont.

Westlich des Eigengrabens schliesst sich in der Runsenregion der «Gräben» eine verdrückte Schuppenserie an, die den Falten B und C entspricht (Tafel V, Profil 13). Einen Überrest der Falte B bildet die schwach nach NW fallende, annähernd horizontale zerdrückte Antiklinale, die südlich an das Gfellgewölbe (Falte A) anschliesst und deren Kern aus Triasdolomit südöstlich des Gfell mit demjenigen der Falte A zusammenhängt. Dieser Triasdolomit, an dessen Basis wahrscheinlich verkehrt gelagerte Rhätschiefer und -kalke liegen, keilt gegen E (850 m südlich des Hornfluhgipfels) auf 1560 m aus, und das hangende und liegende Rhät vereinigen sich zu einem einheitlichen Rhätzug, der bis in den Eigengraben verfolgbar ist. Unter dem Rhät folgt eine erste Schuppe von Unteren Kalken, Rhät und Triasdolomit, wobei der letztere nur im E auf den beiden äussersten Rippen der «Gräben» ansteht und gegen W auskeilt. Synklinale oder antiklinale Umbiegungen können nicht mehr beobachtet werden, doch scheint auch diese Schuppe aus dem liegenden Nordschenkel einer Rückfalte entstanden zu sein. Als Unterlage der ersten Schuppe findet sich eine zweite, bestehend aus Unteren Kalken oben und Rhät unten; die Unteren Kalke liegen im E direkt unter dem Triasdolomit, im W der Gräben unter dem Rhät der oberen Schuppe. Auf den beiden östlichen Rippen kann unter der zweiten Schuppe noch eine dritte aus Unterer Breccie und verquetschtem Rhät an der Basis beobachtet werden, mit einer stark abweichenden SE-NW-Streichrichtung

und steilem, nahezu senkrechtem Einfallen gegen NE und E. Mit den normal unter der Unteren Breccie liegenden Unteren Kalken in der Falte B liegen in der Schuppenregion von Gräben somit drei Züge von Unteren Kalken übereinander, getrennt durch Rhätschiefer und -kalke und Triasdolomit. Unter den Schuppen bildet die Trias, vorwiegend Rauhwacke, ein mächtiges, tektonisch zusammengestautes Kissen, das vermutlich durch die Rückbiegung der Hornflussscholle gegen W entstanden ist.

Gegen den Westrand der Gräben keilen die Schuppen bis auf einen einzigen Rhätzug aus, der 150 m östlich P. 1458 zwischen Triasdolomit oben und Rauhwacke unten eingeklemmt ist. Auf der Flanke von P. 1458 wird dieses Rhät durch Moräne bedeckt, setzt sich aber im Gfellgraben 130 westsüdwestlich des P. 1458 zwischen Dolomit oben und unten auf 1420 m fort, taucht dann steil nach NW ab und lässt sich in kleinen Fältchen bis zum Bach des Gfellgrabens auf 1300 m verfolgen, wo es bis auf 50 cm reduziert wird und dann vollständig auskeilt (Fig. 5, 9). Damit findet die Rückfalten- und Schuppenregion gegen W ihren Abschluss.

### 3. Zusammenfassung

Die tauchende Scholle der Breccien-Decke zwischen Gstaad und Zweisimmen lässt sich im Querprofil in einen normalen nach NW fallenden Schenkel und eine südlich daran anschliessende Rückfalten- und Schuppenregion gliedern.

Die Stirn des Nordschenkels, die im Turbachtal freigelegt ist, zeigt eine starke tektonische Ausdünnung der einzelnen Horizonte und eine Umbiegung in SE-Fallen. Vom Triasdolomit bis zu den Couches rouges keilt die Serie sukzessive aus, nur die Rauhwacke und der Flysch bleiben durchgehend mächtig und sind im Lauibach in direktem Kontakt miteinander, nur getrennt durch eine dünne Lamelle von Dolomit. Im NE ist die Stirn der Scholle weder im Kaltenbrunnental noch im Simmental aufgeschlossen.

Die Streichrichtung der Scholle zeigt im Mittel N 45—55° E, also SW-NE, und weist eine Anzahl tektonischer Störungen auf. Das Südwestende hängt gegenüber der normalen Richtung um etwa 400 m in der Schubrichtung zurück (d. h. nach SE), biegt in N-S-Streichen ab und bildet so einen nach WNW gerichteten konvexen Bogen. An zwei nahezu N-S-laufenden Flexuren in den Linien Tiefenbach-Westrand Hühnerspiel im W und Kaltenbrunnbach im E wurde das Gebiet der Saanerslochfluh (P. 1874,7 m) um ca. 150—200 m nach N vorgeschoben; in diesem Abschnitt konnten sich die Rückfaltungen dann auch besonders gut entwickeln. Westlich des Gantlauenengrates bilden mindestens vier ähnliche, ebenfalls fast N-S-streichende Flexuren, deren Ostflügel jeweils gegenüber dem westlichen nach N vorgeschoben ist, in der Flühweid eine Verschiebung des Nordostendes der Hornflussscholle gegen N. Das äusserste Ostende ist parallel einer im Simmental verlaufenden Hauptstörung stufenweise gegen das Simmental abgesunken. Dadurch stellt der Rinderberg-Gantlauenengrat — zwischen den nach N vorgeschobenen Gebieten der Saanerslochfluh im W und der Flühweid im E — einen nach S einspringenden Winkel dar, in welchem die Obere Breccie, die Couches rouges und der Flysch mit den Ophiolithen gut erhalten geblieben sind.

In der Rückfalten- und Schuppenregion erkennt man von NW nach SE eine erste wohlentwickelte und in der Regel nach S geneigte Falte, die vom Kaltenbrunnental durch das Hühnerspiel und die Hornkesseldoline ins Gfell läuft. Südlich davon schliesst sich nach einigen unbedeutenden Wellen eine zweite, engere und lokal nach N überkippte Falte an, die von einer dritten, meist verschuppten Faltengruppe (mindestens zwei Falten) gefolgt wird. Die Triaslinse am Gantlauenengrat gehört wahrscheinlich in die dritte Faltengruppe.

Im Kaltenbrunnental und am Gantlauenengrat liegt unter der Rückfaltenregion eine mächtige Schuppe von Unterer Breccie, Unteren Schieferen, Rauhwacke und Triasquarzit. Die Unteren Schiefer bilden im Kaltenbrunnental ein flach liegendes Kissen, keilen aber gegen W im oberen Kaltenbrunnbach aus, während die Trias mit Rauhwacke und Quarzit nach W weiterzieht und vermutlich bis ins untere Turbachtal die Unterlage der normalen Hornfluhserie bildet. Die Schuppe von Unterer Breccie, die in den «Gräben» im Turbachtal über der Rauhwacke liegt, würde somit den jurassischen Sedimenten der Kaltenbrunnenschuppe angehören.

## B. Die Schuppenzone südlich der Hornfluh (Ultrahelvetikum und Klippen-Decke)

Eine Anzahl von Schuppen, bestehend aus Material der Klippen-Decke und des Ultrahelvetikums, bildet südöstlich der Hornfluhsholle die Unterlage der Breccien-Decke. Die Schuppen sind eingeklemmt zwischen der Stirn der Niesen-Decke im S und der Triasbasis der Hornfluh im N und lassen sich in unserem Gebiet als durchgehende Zone von St. Stephan im Simmental bis ins Trom bei Gstaad (37) verfolgen. Die ultrahelvetischen Gesteine, zur Hauptsache Trias und Flysch, stammen aus den *Préalpes inférieures*, die in einem langgezogenen fensterartigen Aufschluss, der «*Fenêtre mitoyenne*» (80, S. 5) vor der Niesen-Decke in verschiedener Mächtigkeit wieder auftauchen. Die südlichen Abschnitte dieses Halbfensters — d. h. die Aufschlüsse zwischen der Niesen-Decke und den untersten Schuppen der Klippen-Decke — werden «*Grande fenêtre mitoyenne*», die nördlichen Abschnitte dagegen — d. h. die Aufschlüsse zwischen den untersten Elementen der Klippen-Decke und zusammenhängenden Deckenteilen der Klippen- bzw. Breccien-Decke — «*Petite fenêtre mitoyenne*» genannt. Die Klippen-Decke mit Malm, Kreide und Flysch bildet im Amselgrat eine vollständig isolierte Schuppe, ein Relikt der «*Médianes rigides*» (80, S. 47, 57), das vielleicht schon vor der Überschiebung der Breccien-Decke durch Erosion von der Spielgerten-Gummfluh-Kette getrennt worden war (siehe auch S. 80).

In der Folge sollen die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse der einzelnen Schuppen von S nach N (Numerierung siehe Übersichtskarte Tafel I) beschrieben werden.

### 1. Nordrand der Niesen-Decke und Unterlage der Schuppe I

Wegen der starken Moränenbedeckung sowohl im Turbachtal wie auch auf der Reulisenalp und am Westhang des Simmentals sind die obersten Schichten der Niesen-Decke und der Kontakt gegen die unterste ultrahelvetische Schuppe nur selten aufgeschlossen. Im W ist die Grenze am Eingang des Lauenentals im Trom durch den Lauibach freigelegt und erstmals von DE RAAF und McCONNELL (83, S. 91) beschrieben worden. E. GAGNEBIN hat 1945 mit dem Verfasser (37) das Profil neu aufgenommen und nach den neueren tektonischen Gesichtspunkten ausgewertet. Bis zur Umbiegung des Turbachtals nach S ist die Stirn der Niesen-Decke und die unterste Schuppe durch mächtige Grundmoräne verdeckt, die den ganzen Talboden und die untersten Talhänge ausfüllt. Für unsere Beobachtungen kommt daher nur die Gegend östlich des Turbachknies in Betracht.

Im S — in der Nähe der Passhöhe von Reulisen zwischen Simmental und Turbachtal — bildet das kalkig-brecciöse Niveau der oberen Niesenflyschserie (DE RAAFS «*Niveau supérieur ou calcaréobréchoïde*», 89, S. 14) die Stirn der Niesen-Decke. Das Niveau steht am Reulisenhorn und seinen Ausläufern im N (obere Zwitzeregg) und NE (Lasenberg) an und stösst direkt, jedoch ohne sichtbaren Aufschluss, an die Schuppe I (Fig. 8 und 9). Dieser Horizont entspricht den Kalken und Breccien, die BORNHAUSER (13, S. 68) im oberen Teil der Albrist-Serie gefunden hat.

Folgt man der Kontaktregion gegen N und unten, so wird die kalkig-brecciöse Serie des Niesenflyschs abgelöst durch eine an Tonschiefern reiche Sandkalkserie, die gegen NW, d. h. gegen die Talböden des Turbachs und der Simme an Mächtigkeit zunimmt. Sie wird gekennzeichnet durch eine Wechselagerung regelmässiger bis 30 cm mächtiger Bänke von kalkigen Sandsteinen und dunkeln Sandkalken mit schwarzen, bis 10 cm mächtigen Tonschieferlagen. In vereinzelt Bänken von 0,5—3 m treten darin quarzreiche, oft polygene Feinbreccien mit einer Korngrösse von maximal 1 cm auf. Stellenweise überwiegen die Tonschiefer und Mergel über die Sandkalke, wodurch mächtigere, tektonisch meist stark beanspruchte Tonschieferpartien entstehen. Auf den Schichtoberflächen der Sandkalke findet man nicht selten Chondriten und Helminthoiden sowie Rippelmarken und Fließstrukturen. Sowohl BORNHAUSER (13, S. 68) wie auch DE RAAF (89, S. 20) beschrieben diese Tonschieferserie als oberstes Niveau des Niesenflyschs.

Westlich des Reulisenpasses trifft man die eben beschriebene Serie im Reulisengraben (dem obersten, rechtsufrigen Zufluss des Turbachs) und am Hang nördlich davon, wo sie die Unterlage der Schuppe I bildet. Besser aufgeschlossen ist sie aber östlich der Reulisenalp am Abhang gegen die Simme im Reulisenbach und im Kesselgraben unterhalb 1200 m (Fig. 8). In flachliegenden Kaskadenfalten greift die Serie weit nach N vor; die nördlichste anstehende Stelle befindet sich am linken Ufer des Kesselbaches auf 1030 m, am oberen Ende des Schuttkegels gegen die Simme. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. AUG. LOMBARD setzt sich dieselbe Serie gegen E auf den Gfellweiden und im Dachboden östlich der Simme fort.

Im Dach dieser Schiefer-Sandkalk-Serie finden sich an verschiedenen Stellen mächtige Bänke von Feinbreccien, welche häufig Discocyclinen und Bruchstücke von Lithothamnien, vereinzelt auch unbestimmbare Nummuliten und Heterosteginen enthalten. Solche tertiären Lithothamnien-Discocyclinen-Breccien konnten bisher an folgenden Stellen nachgewiesen werden:

a) Untere Zwitzeregg (Koord. 593 870/147 650).

Am Aufstieg vom Turbachtal von Statt gegen Reulisen stösst man beim Austritt aus dem Wald unterhalb der unteren Zwitzeregg auf 1590 m auf eine Bank, die links und rechts des Weges aus dem Gras hervorsticht. Makroskopisch hat das Gestein das Aussehen eines groben, kalkreichen Sandsteins oder einer feinen Breccie, aus der die Quarzkörner und vereinzelte Dolomitmörner gegenüber den rein kalkigen Komponenten stark herauswittern. Unter dem Mikroskop erkennt man in einer dichten Kalkgrundmasse folgende Gesteinskomponenten: Teilweise gut gerundete Körner von Quarz und Quarzit mit einem Durchmesser bis 4 mm, mikrokristalliner bis feinkörniger Dolomit, dichte, feinkörnige, spätiige, onkoidische und krümelige Kalke, kieselige Kalke und dichte Hornsteine in Komponenten bis zu 1 cm; an Fossilien finden sich häufig — gerundet oder eckig — Bruchstücke von Lithothamnien, zahlreiche Querschnitte von Discocyclinen (vermutlich *Discocyclina discus* KAUFMANN), vereinzelt unbestimmbare, kleine, ziemlich dicke Nummuliten, Heterosteginen, Rotaliiden, Lageniden und Bruchstücke von Bryozoen. Das Gestein gleicht sehr stark den Discocyclinen-Lithothamnien-Breccien, die K. HUBER (49) und P. LIECHTI (64) u. a. aus der ultrahelvetischen Zone beschrieben haben. Die Fortsetzung der Bank ist nur auf kurze Distanz sichtbar.

b) Buchsbühl (Koord. 596 250/149 100).

In ähnlicher tektonischer Stellung befindet sich ein zweiter Aufschluss dieser Breccie auf der Simmentalseite in der Nähe des Weges St. Stephan-Kehlrad-Buchsbühl-Birren-Reulisen. Am kleinen Hügel, der dem P. 1523,6 nördlich vorgelagert ist, schaut ca. 25 m westlich des Weges zwischen 1440 und 1480 m eine mächtige N-S-streichende und mit 20—40° nach W fallende Bank aus dem Weideland heraus. Die Grundmasse, die Komponenten und der Fossilgehalt sind gleich wie beim Vorkommen an der Zwitzeregg, die Korngrösse aber zeigt alle Übergänge von feinem kalkigen Sandstein bis zu einer Feinbreccie von 0,5—1 cm Körnung. Die Bank kann 200 m weit verfolgt werden; im N ist sie etwa 3 m mächtig, nimmt aber gegen S an Mächtigkeit und Fossilgehalt ab und überquert auf 1480 m den Weg zwischen Buchsbühl und Birren als fossilärmer dolomitischer Sandstein, begleitet von sandigen Tonschiefern und Kalken. Am Südhang des Hügels findet man im Geröll aber wieder nummuliten- und discocyclinenführende Sandsteine. Im W werden diese Sandsteine und Breccien im P. 1523,6 und südlich davon durch ca. 100 m wohlgebankte Sandkalke mit Tonschiefern überlagert, die sich im Reulisengraben mit derselben Serie im Liegenden der Breccien vereinigen und nicht davon zu unterscheiden sind.

c) Vorkommen im Kesselgraben.

In der Nähe des Kontakts gegen die Trias der Schuppe II findet man auch im Kesselgraben in mächtigeren sandigen und feinbrecciösen Bänken im obersten Teil der Sandkalk-Tonschiefer-Serie Discocyclinen, Bruchstücke von Bryozoen und Lithothamnien und selten auch kleine Nummuliten. Ein unterster Aufschluss solcher Gesteine zeigt sich am linken Bachufer südöstlich Kesseln an der kleinen Felswand auf 1060 m Höhe, über die der Kesselbach in einem Wasserfall herunterfällt (Koord. 596 120/150 400). Ein zweites Vorkommen befindet sich auf 1180 m, wo wenige Meter unterhalb des Wegleins Kehlrad-Anwürfi eine 2 m mächtige, flachliegende Feinbreccienbank den Bach überquert (Koord. 595 860/150 020).

Die eben erwähnten Fossilien beschränken sich auf die obersten Bänke dieser Flyschserie im unteren Kesselgraben. Auf der Südseite, z. B. im Graben, der westlich Kehlrad dem Kesselbach zufließt, konnten sie in ähnlichen grobsandigen und feinbrecciösen Bänken nicht mehr gefunden werden. Dafür treten dann dort kristalline Gesteine als Komponenten auf (meist grünliche Gneise und kristalline Schiefer mit Chlorit und Hornblende), die in den fossilführenden Bänken nirgends angetroffen wurden.

Es stellt sich nun die Frage, welcher präalpinen Decke diese alttertiären, vermutlich dem Lutétien zuzuweisenden Breccien entstammen und welches ihre tektonische Stellung sei? Im folgenden sollen kurz die verschiedenen Herkunftsmöglichkeiten und ihr Zusammenhang mit der Sandkalk-Tonschiefer-Serie an der Front der Niesen-Decke besprochen werden.

1. Hypothese: Wegen ihrer grossen Ähnlichkeit mit den ultrahelvetischen Flyschbreccien und Sandsteinen könnte man annehmen, dass die Vorkommen an der Zwitzeregg, am Buchsbühl und im Kesselgraben den *Préalpes inférieures*, hier also der «Fenêtre mitoyenne», angehören und als Schuppen und Linsen zwischen der obersten Serie des Niesenflyschs (Tonschiefer und Sandkalke) und der Trias (Rauhwacke und Gips) einer zweiten ultrahelvetischen Schuppe eingeklemmt sind.

Dieser Annahme stellt sich aber die Tatsache entgegen, dass — mangels Aufschlüssen — eine Grenze dieser Schuppen gegen die Tonschieferserie des Niesenflyschs nirgends klar erkannt werden kann, sei es an tektonisierten Horizonten oder an mitgeschuppten Fetzen der mesozoischen Schichtreihe der ultrahelvetischen Decken. Am Buchsbühl liegt die Tonschieferserie ja noch über den tertiären Breccien, so dass man eine vollständige Einwicklung der Schuppe annehmen müsste. Dies wäre tektonisch durchaus möglich, im Gelände jedoch schwer zu erkennen, da lithologisch zwischen den Tonschiefern, Sandkalken mit Breccienbänken und den tertiären Schuppen sozusagen kein Unterschied besteht. Zur Unterscheidung müsste lediglich auf den Fossilgehalt abgestellt werden.

2. Hypothese: Weil, wie oben erwähnt wurde, eine Grenze zwischen den Tertiärvorkommen und der mächtigen, darunter folgenden Tonschieferserie kaum gezogen werden kann, könnte man nun auch versucht sein, die Vorkommen noch zu dieser Serie zu zählen und diese als Ganzes zur ultrahelvetischen «Fenêtre mitoyenne» zu rechnen. Dies würde dann auch für die Sandkalke und Tonschiefer gelten, die sich im Trom bei Gstaad zwischen die kalkig-brecciöse Serie der Niesen-Decke und die ultrahelvetische Oberkreidebreccie einschieben (DE RAAF, 89, S. 20; GAGNEBIN et ARBENZ, 37, Niveau I, b, S. 396). Für diese Hypothese spräche die Mächtigkeitszunahme gegen N und unten, woraus sich eine Verbreiterung des Fensters gegen die Tiefe ergeben würde. Die Stirn der Niesen-Decke mit dem Kalk- und Breccien-niveau würde dann auf der linken Simmentalseite südlich des Reulisenbaches liegen und vom Reulisenhorn über den Lasenberg und die Lüss in die Gfellweiden und den Dachboden am rechten Simmenufer streichen, wie dies LUGEON und GAGNEBIN (80, tect. Karte Tafel I) schon angedeutet haben.

Bis heute konnte aber zwischen der Reulisen- und Kesselgrabenserie mit Tonschiefern und Sandkalken noch keine Grenze gefunden werden, die auf einen tektonischen Kontakt hinweisen würde. Wohl besteht ein deutlicher lithologischer Unterschied zwischen dieser Serie und dem kalkig-brecciösen Niveau, doch fehlen alle Anzeichen dafür, dass diese Grenze tektonisch sein soll. Diese Tatsache führt uns zu einer dritten Hypothese.

3. Hypothese: Da zwischen der kalkig-brecciösen Serie des Niesenflyschs und der hangenden Tonschieferserie und auch zwischen dieser letztern und den Vorkommen tertiärer Discoeyclinen-Lithothamnien-Breccie eine eindeutige tektonische Grenze nicht nachgewiesen werden kann, wäre die Annahme nicht abwegig, es könnte sich bei der ganzen Serie bis und mit dem Tertiär um obersten Niesenflysch handeln. Von der kleinen, meist schlecht aufgeschlossenen Region zwischen Simme und Turbach aber Rückschlüsse auf die ganze Niesenregion abzuleiten, wäre verfrüht, doch können spätere Untersuchungen der Niesen-Decke vielleicht zu einem Resultat führen, das diese Annahme bestätigen würde. Haben wir hier möglicherweise einen Übergang von der Fazies der Niesen-Decke zu derjenigen der ultrahelvetischen Flyschmassen, was einen weiteren Beweis für eine penninisch-ultrahelvetische Flyschtransgression liefern würde? LEUPOLD (63, S. 312) hat schon 1933 darauf hingewiesen, dass nur die Breccienkalk-Tonschiefer-Zone BORNHAUSERS (13), die unserer Tonschieferserie entsprechen würde, noch dem Tertiär zugewiesen werden kann, nachdem für die restliche Niesenserie oberkretazisches Alter nachgewiesen worden ist.

Es kann heute noch nicht entschieden werden, welcher der drei Hypothesen der Vorzug gegeben werden soll, ob

1. die «Fenêtre mitoyenne» mit tertiären Breccien an ihrem Südrand mit der Niesen-Decke intensiv verschuppt ist, oder ob
2. die Tonschieferreihe auch noch zum Ultrahelvetikum gezählt werden muss, wodurch das Fenster einen viel grösseren Raum einnehmen würde, als dies die Profile und Karte dieser Arbeit (Tafeln I und II) zeigen, oder ob
3. die Tonschiefer, zusammen mit den alttertiären Breccien, als gemeinsame, durchgehende Serie die jüngsten Schichten der Niesen-Decke darstellen.

Spätere Untersuchungen an der Front der Niesen-Decke werden die noch offene Frage der Zugehörigkeit dieser Horizonte zu entscheiden haben.

In der tektonischen Übersichtskarte (Tafel I) und in den Profilen 3, 4 und 7 wurde die Hypothese 3 zur Darstellung gebracht, da ich ihr heute am meisten Wahrscheinlichkeit beimesse.

## 2. Die ultrahelvetische Schuppe I

(Grande fenêtre mitoyenne)

Die unterste und südlichste Schuppe der «Grande fenêtre mitoyenne» (80, S. 5), d. h. der ultrahelvetischen, aus der Tiefe auftauchenden und zwischen der Front der Niesen-Decke und den südlichsten Elementen der Klippen-Decke eingeklemmten Zone, kann, wenn auch nicht durchgehend, von St. Stephan bis zur unteren Zwitseregg am rechten Hang des Turbachtals verfolgt werden. Sie wird zusammengesetzt aus Rauhwacke, Triasdolomit, Oberkreidekalk und Flysch. Die einzelnen Vorkommen und Aufschlüsse sollen in der Folge von NE nach SW kurz beschrieben werden.

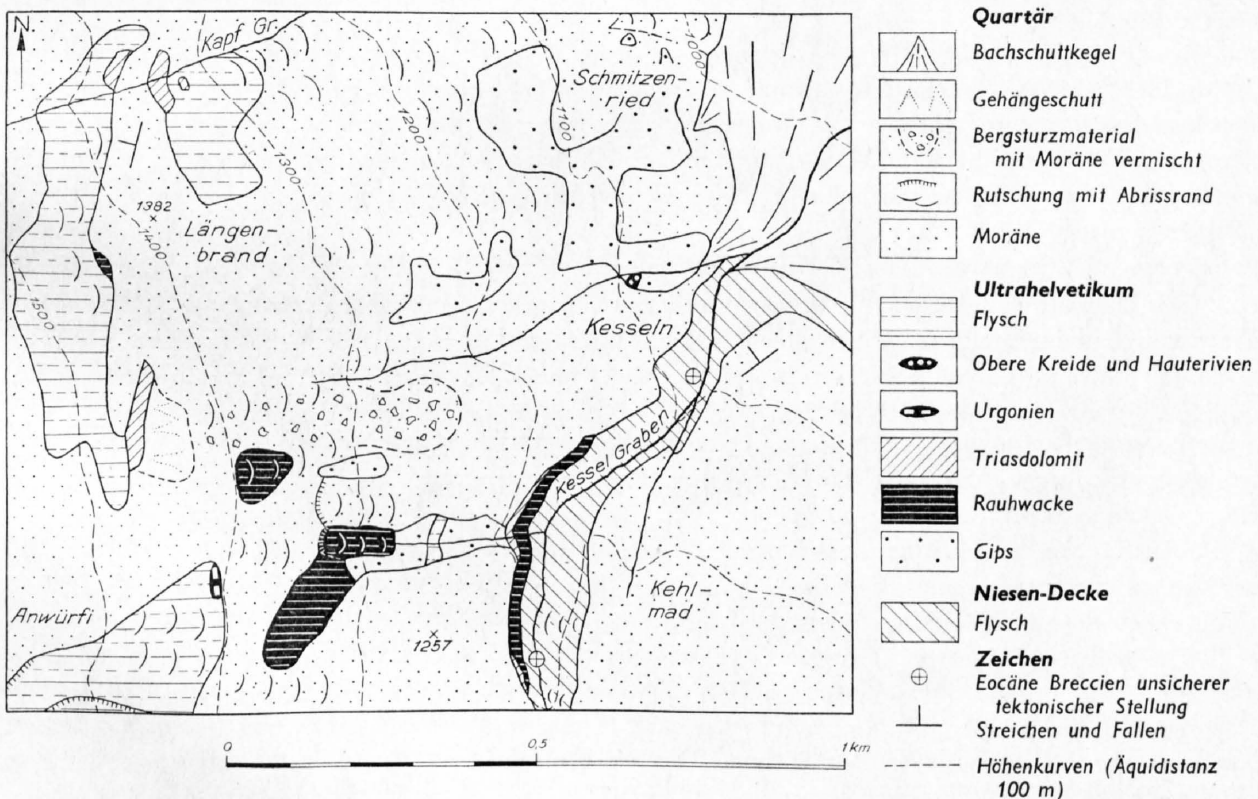


Fig. 8. Geologische Detailkarte der ultrahelvetischen Schuppen auf dem linken Simmeufer bei St. Stephan

### a) Oberkreide von Kesseln

(Fig. 8)

Dieses erste Vorkommen im NE liegt seiner tektonischen Stellung nach nicht normal zwischen dem Kesselgrabenflysch und der Schuppe II, sondern ist in den Gips dieser zweiten Schuppe eingefaltet. Es findet sich bei Kesseln im untersten westlichen Seitenbach des Kesselgrabens auf 1090—1100 m in überkippter Lagerung mit 30—40° E-Fallen am südlichen Bachrand (Koord. 596 040/150 540); 2 m verdrückte Rauhwacke bilden die Basis der Kreidelinse. Darüber folgen:

1. 2,2 m zerdrückte, gelbliche und grünliche Mergelschiefer, an der Basis stark von Kalzit durchsetzt; im oberen Teil setzen darin dünne, schlierige, ausgewalzte und oft pseudobrecciöse Lagen von zoogenen Globotruncanen-kalken ein, die fast ausschliesslich durch kalkgefüllte, verkieselte Schalen von *Globotruncana lapparenti* BROTZEN gebildet werden. Neben häufigen *Gl. lapparenti lapparenti* BOLLI und *Gl. lapparenti tricarinata* (QUER.) finden sich auch kleine Globigerinen (H. und D. 615—618).
2. 0,2—0,4 m unregelmässige, dieselben Globotruncanen führende, zoogene Bank von grauem Oberkreidekalk (H. und D. 619).
3. 2 m ähnlich 1, oberer Teil. Gelbgrünliche, gequetschte Mergel mit pseudobrecciös zerrissenen Oberkreidekalk-plättchen und -schichten; häufig die eben genannten Globotruncanen enthaltend (H. und D. 620). Darüber eine 10 cm mächtige Linse von Oberkreidekalk.
4. 1,2 m zerdrückte Mergel und Mergelkalke mit schlecht erhaltenen vereinzelt Globigerinen und Globotruncanen (H. und D. 621). Nach oben sind diese Mergel immer stärker zerquetscht und werden überlagert durch
5. ca. 5 m braun angewitterte, graublaue Kieselkalke (in Bänken von 0,3—0,5 m) mit bräunlichen, dünnen Mergel-zwischenlagen. Im Dünnschliff (H. und D. 622, 623) lassen sich in feinkörnigem Kalk bei wechselndem Quarz-gehalt zahlreiche kalkige und teilweise verkieselte Spongiennadeln erkennen.  
Darüber wird der Aufschluss am oberen Rand der Bachrunse durch Moräne überdeckt.

Während die Mergel und Kalke 1—4 sichere Oberkreide (Turon bis Senon) in Leimernfazies darstellen, wie sie für die ultrahelvetische Zone typisch ist, lässt sich das Alter der wahrscheinlich verkehrt darübergelagerten Spongien-Kieselkalke nicht sicher bestimmen. Der Fazies nach kann es sich um Hauterivien handeln.

Die Kreidelinse streicht nicht ins linke, nördliche Ufer hinüber; es steht dort ohne grössere Störung Gips an, der normales NW-Fallen zeigt.

In entsprechender überkippter Lagerung und gleichem SE-Fallen ist im zweituntersten westlichen Zuflussbach des Kesselgrabens zwischen 1240 und 1250 m im Gips der Schuppe II eine Linse von verdrückten, schwarzen Tonschiefern mit ausgewalzten und zerbrochenen Bänken von kalkreichem, glimmerführendem Sandstein eingefaltet. Der etwa 15 m lange Flyschauflschluss wird im W von einer Gipslamelle durchspießt. Fossilien konnten nicht gefunden werden (siehe Profil 3 und Fig. 8).

### b) Trias und Oberkreide südwestlich Birren

Das Plateau von Reulisen und der obere Teil des verzweigten Reulisenbaches wird von einer mächtigen Moränendecke eingenommen, die von einem dem Mattenbergli am Reulisenhorn entstammenden Gletscher herrühren muss. Die Nordgrenze dieser Moräne wird östlich P. 1777 durch einen schönen Seitenwall gebildet, der sich auf der Wasserscheide zwischen Reulisen- und Kesselgraben bis auf 1640 m verfolgen lässt. In seiner Fortsetzung findet man auf der Gratlinie zwischen 1640 und 1570 m einen weiteren Aufschluss der Schuppe I, der im N durch den Gips der Schuppe II, im S durch die Moräne von Reulisen-Röhrli begrenzt wird.

Den Hauptanteil des Aufschlusses bildet Triasdolomit, der zwischen den Höhenkoten 1570 und 1640 auf 300 m Länge sichtbar ist und in Kontakt mit dem Gips der Schuppe II steht. Auf Kote 1620 m schaltet sich aber zwischen Dolomit und Gips — direkt auf der Wasserscheide — eine 12 m lange und ca. 3,5 m mächtige Linse von weissem Oberkreidekalk mit gelblichen Tonhäuten ein (Koord. 595 740/148 190). Im Dünnschliff (H. und D. 611) findet man darin einzelne grosse Exemplare von *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *Gl. lapparenti tricarinata* (QUER.), *Gl. stuarti* (DE LAPP.), Textularien, Lageniden und viele kleine Globigerinen. Diese Fauna weist auf obersenones Alter.

### c) Trias und Oberkreide auf Reulisen

Zwischen der kalkig-brecciösen Serie der Niesen-Decke an der oberen Zwitzeregg und dem Gips der Schuppe II in den Gummenen (P. 1777) kann die Fortsetzung des Vorkommens *b* der ersten Schuppe

auf der Reulisenalp wieder beobachtet werden. In der drumlinartigen Moränenlandschaft, die der Wasserscheide zwischen Simmen- und Turbachtal ein eigenartiges Gepräge gibt, zeigt sich eine Anzahl kleiner Aufschlüsse, deren Situation und Lagerung aus Fig. 9 und dem Profil 7 ersichtlich sind.

An der Basis steht im Bach des dem Turbach zufließenden Reulisengrabens auf 1705 m in einem kleinen Aufschluss Flysch zweifelhafter Stellung an, von dem nicht gesagt werden kann, ob er noch in

die Niesenserie oder schon in die ultrahelvetische Schuppe gehöre (H. und D. 756). Er besteht aus gelbbraun verwitterten Tonschiefern und feldspatreichen Sandkalkbänklein mit pyritisierten Rotaliiden schalen.

Darüber folgt ein grosses Kissen von Rohwacke, das an verschiedenen Stellen im oben genannten Bach und nördlich davon zutage tritt und in welchem — mit schwachem, überkipptem SE-Fallen — eine Linse von Oberkreidekalk eingefaltet ist (120 m nordwestlich P. 1715). Der Aufschluss ist 3—4 m lang und 2 m mächtig und enthält graue, weisse und grünliche Globotruncanenkalke und Mergelkalke, die stellenweise braunrot verwittert sind. Neben zahlreichen Globigerinen enthalten die Kalke *Globotruncana lapparenti lapparenti*

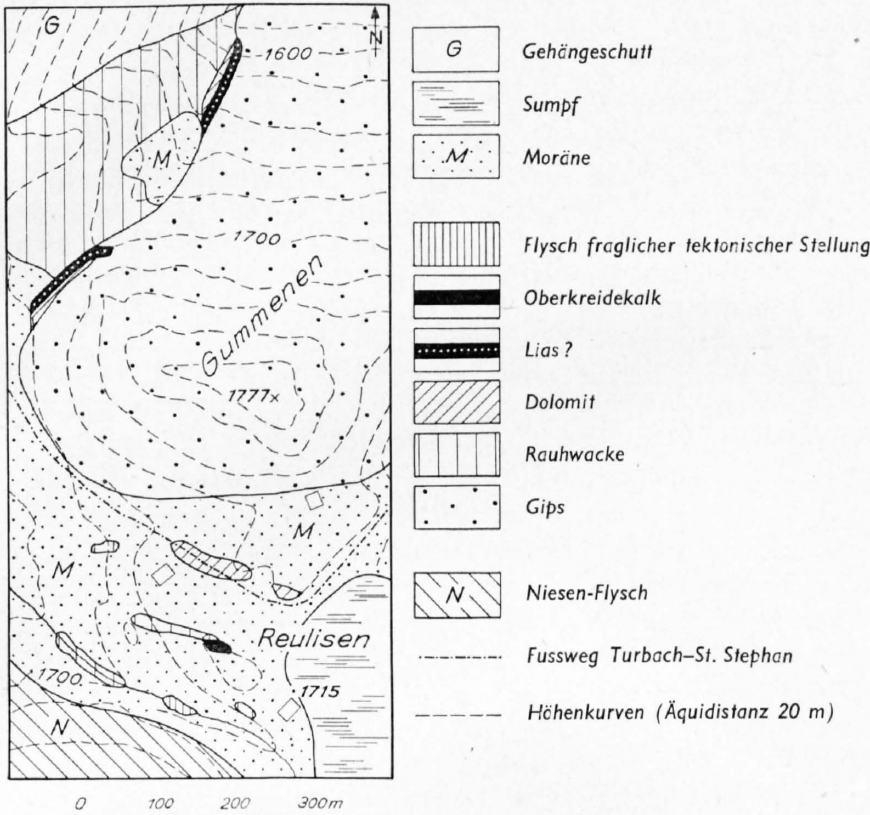


Fig. 9. Geologische Detailkarte der ultrahelvetischen Schuppen auf der Wasserscheide von Reulisen-Gummenen

BOLLI und *Gl. lapparenti tricarinata* (QUER.), einzelne Lageniden und Inoceramenprismen und -bruchstücke (H. und D. 752—755); ihr Alter ist demnach Turon-Senon.

Nördlich davon kreuzt der Weg, der von der Zwitzeregg her kommt, eine Lamelle von Triasdolomit, die vermutlich ebenfalls noch in der Rohwacke steckt; sie fällt mit 50° nach NW.

Zusammenfassend kann die Schuppe I als eine in sich selbst und mit der Schuppe II verfaltete und verschuppte Zone bezeichnet werden, die sich zusammensetzt aus Trias, turon-senonen Oberkreidekalken, möglicherweise auch Hauterivienkieselskalk und tertiären Discocyclinen-Lithothamnien-Breccien, deren tektonische Stellung oben (S. 64) besprochen wurde.

### 3. Die ultrahelvetische Schuppe II

(Grande fenêtre mitoyenne)

Im Gegensatz zur ersten Schuppe bildet die zweite, vorwiegend aus triasischen Gesteinen bestehende Schuppe einen durchgehenden Horizont von St. Stephan bis ins Turbachtal. Sie setzt sich aus einem dünnen, nur lokal auftretenden Rohwackeband an der Basis, einem mächtigen Lager von oft verunreinigtem Gips (150—300 m mächtig), einem 50—150 m mächtigen Rohwackeband über dem Gips und einigen kleinen, eingefalteten Schuppen von Triasdolomit, Liaskalk (?) und tertiärem Flysch zusammen. Die Schuppe streicht durchschnittlich NE-SW und fällt mit 20—30° gegen NW ein, dabei zeigt der Gips jedoch eine intensive Fältelung.

Verfolgen wir kurz den Verlauf der Schuppe von NE nach SW. Die nördlichsten Vorkommen von Gips und Rauhwacke auf der linken Seite der Simme befinden sich im Kapfgraben, wo der Bach auf 1030 und 1060 m Gips und nördlich davon — auf 1120 m — Rauhwacke unter der mächtigen Moränen-decke erschlossen hat. Über die Aufschlüsse in Schmitzenried und im unteren Kesselgraben gibt das Kärtchen Fig. 8, S. 65, Auskunft. Die Auflagerung der Triasschuppe auf dem Flysch ist am linken Ufer des Kesselgrabens auf einer ca. 400 m langen Strecke aufgeschlossen, eine ca. 5 m mächtige Lamelle von Rauhwacke — oft mit den Flyschschiefern stark verknetet und verfaltet — bildet dort die Basis der Schuppe. Darüber folgen 3—4 m Triasdolomit und dann erst die Gipsmasse. Vom Gschwendgraben, in welchem zwischen seiner Einmündung in den Kesselgraben und der Höhe 1350 m unter Moräne wieder Gips und darüber Rauhwacke aufgeschlossen sind, bis zum oberen Sperberwald zwischen Birren und Würtenbühl wird die Schuppe II, einige unbedeutende Rauhwackeaufschlüsse ausgenommen, durch Moräne bedeckt. Westlich von Birren tritt dann oberhalb 1500 m der Gips im ganzen Nordhang der Gummenen und im Hügel P. 1777 wieder zutage (Fig. 9, S. 67). Nordwestlich Reulisen setzt der Gips am Weg Reulisen–Untere Zwitzeregg unter dünner Moränenbedeckung dann plötzlich vollständig aus und ist im ganzen Turbachtal nicht mehr nachweisbar. Den nächsten Gipsaufschluss im W fand DE RAAF (89, S. 96, affleurement IV) im unteren Lauibach (nur bei niedrigem Wasserstand sichtbar). Die Rauhwacke über dem Gips hingegen, die nach dem Gschwendgraben am Osthang des Amselgrates (an der Felsrippe 500 m ost-südöstlich P. 1892) wieder zum Vorschein kommt und den kleinen Grat zwischen Gummenen und dem Amselgrat bildet, zieht sich über die untere Zwitzeregg — die beiden Hütten bei P. 1706 stehen auf Rauhwacke — ohne Gipsunterlage nach W weiter in den Rotengraben. Letzterer ist eine auffällige Wildbachrunse im hinteren Turbachtal, die ihren Namen von der Rauhwacke erhalten hat. Diese hat dort noch eine Mächtigkeit von 50 m, nimmt aber gegen W rasch ab. Der letzte heute sichtbare Aufschluss dieses Rauhwackebandes findet sich im unteren Heimweidgraben (südlich Äusser Parwengen) zwischen 1460 und 1470 m. Zwischen dem Rotengraben und dem Heimweidgraben verdeckt eine Flyschsackung die Rauhwacke. Das Vorkommen, das JACCARD (51, S. 115) im Turbach «beim Bad» auf seiner Karte einzeichnet, konnte nicht mehr gefunden werden.

Neben den im letzten Abschnitt erwähnten Einfaltungen von Flysch und Kreide der Schuppe I, die wir in der Basis der Schuppe II feststellen konnten, sind zwischen dem Gips von Gummenen und der nordwestlich davon liegenden Rauhwacke zwei weitere kleine Lamellen eingeklemmt, die aus Triasdolomit und einem dunkelgrauen Kalk von zusammen ca. 5 m Mächtigkeit bestehen (Fig. 9). Der Kalk ist feinkörnig bis mikrokristallin, führt sehr spärlich kleine Quarzkörnchen, aber keinerlei Fossilien. Seinem Aussehen nach lässt er sich am ehesten mit einem unterliasischen Kalk des Ultrahelvetikums vergleichen (H. und D. 255, 256, 261, 262).

Im Rotengraben findet sich ebenfalls eine Verschuppung der Trias mit jüngerem Material. Wenn man am linken, südlichen Abhang des Grabens emporsteigt, trifft man über dem aus Tonschiefern und Sandkalken bestehenden Flysch ein kleines Wändchen von Triasdolomit, das die Basis der Schuppe II bildet. Darüber folgt im ersten (westlichsten) Anriss auf 1500 m Rauhwacke von 2—3 m Mächtigkeit, die ihrerseits durch 0,8 m bräunliche, schwach sandige Mergelschiefer überlagert wird. Über diesen folgt eine braune Sandsteinbank, in der man im Dünnschliff kleine unbestimmbare Nummuliten erkennt (H. und D. 234) und die durch 2,5 m grünliche, gelbbraun anwitternde, schwach sandige Mergel überdeckt wird (Koord. 593 650/147 930). Der Kontakt gegen die hangende, 40—50 m mächtige Rauhwackebank ist nicht mehr aufgeschlossen. Es ist also auch hier eine tertiäre Flyschsandsteinbank in die Trias, zu der neben der Rauhwacke wahrscheinlich auch die grünlichen Mergel gehören, eingeschuppt. Eine Linse ähnlicher grüner Mergel und Mergelkalke findet sich auch weiter oben im östlichen Hauptbach des Rotengrabens auf 1600 m in der Rauhwacke.

Als Hangendes der Schuppe II trifft man am Amselgrat zunächst Malm und Couches rouges der Klippen-Decke und dann — nördlich des Kesselgrabens und westlich der Unteren Zwitzeregg — Flysch der höheren Schuppen IV und V, deren Deckenzugehörigkeit später noch diskutiert werden soll, die aber sicher zum Teil noch ins Ultrahelvetikum gehören.

#### 4. Die Schuppe III: Der Amselgrat

(Klippen-Decke)

Der Amselgrat bildet in der Schuppenregion zwischen der Niesen-Decke und der Hornfluhsscholle der Breccien-Decke eine vollständig isolierte Schuppe der Klippen-Decke, die ein Glied zwischen der Gummfluh und den Spielgerten darstellt.

##### I. Stratigraphie

Die Serie am Amselgrat besteht aus Malm, Couches rouges und dem untersten Teil des Klippen-Flyschs und bildet einen Ausschnitt der reduzierten südlichen Schichtreihe der Klippen-Decke, wie sie von den Spielgerten und der Gummfluhkette bekannt ist. Die in diesen Nachbargebieten vorhandene mächtige Trias und der stellenweise ebenfalls vertretene Dogger mit Mytilusschichten fehlen am Amselgrat vollständig.

##### a) Malm

Im Malm, der den Osthang des Amselgrates bildet, konnte kein gutes Profil aufgenommen werden, da er tektonisch sehr stark zerklüftet und zerbrochen ist und eine Bankung sich erst in den obersten Schichten erkennen lässt. Zur Hauptsache setzt er sich aus dichten bis mikrokristallinen, hellgrauen, oft etwas rötlichen Kalken zusammen, die nach allen Richtungen von Kalzitadern durchzogen sind. Im Dünnschliff findet man vereinzelte schlecht erkennbare Calpionellen (*C. alpina* LORENZ). Makrofossilien konnten keine gefunden werden.

Auf der Höhe von Nesslern (nordwestlich Amselgrat) können oolithische Einlagerungen im normalen Malmkalk beobachtet werden. Einige Bänke von brecciösem Echinodermenkalk stehen östlich Nesslern auf 1720 m an.

Die obersten 15 m des Malm sind gekennzeichnet durch das Auftreten kieselreicher Kalkbänke und durch Silexlagen, die gegenüber dem normalen Kalk resistenter gegen die Verwitterung sind und dadurch das Messen der Streich- und Fallrichtung ermöglichen.

Die Gesamtmächtigkeit des Malm beträgt ca. 350 m. Seine untere Grenze wird am Osthang des Amselgrates verdeckt durch mächtige Schutthalden, die bis in den oberen Kesselgraben hinunterziehen und durch das fortwährend abbröckelnde Material der auch innerlich zerbrochenen Kalke sich stets vergrößern.

##### b) Grenze Malm-Couches rouges

Die Grenze zwischen Malm und Oberkreide, die über den ganzen Amselgrat hinzieht, ist auf der Rippe westlich Nesslern (auf 1850 m) und in der kleinen Bergsturzniche nördlich davon gut aufgeschlossen. Von unten nach oben kann in diesem Abschnitt folgendes Profil beobachtet werden:

1. x m dichte bis feinkörnige, schwach rötliche Kalke des Malm, stark kalzitisiert, mit *Capionella alpina* LORENZ (H. und D. 749). Oberste 10—20 cm grau.
2. 0,01—0,02 m dichtes Silexbänkelein mit Pyrit, Rhomboedern von Kalzit und Dolomit und Fe-Karbonat (H. und D. 742).
3. 0,01 m dunkelgrauer, mikrokristalliner Kalk mit *Calpionella alpina* LORENZ (H. und D. 742).  
Die Kalkserie des Malm schliesst hier nach oben ab mit einer glatten, ebenen Fläche, über deren Entstehung nichts Näheres ausgesagt werden kann. Es bleibt auch unentschieden, ob die Fläche diskordant zu den obersten Schichtflächen des Malm verläuft oder nicht, denn der Kontakt ist nur auf kurzer Strecke aufgeschlossen.
4. 0,3 m braungraue, weiche Mergelschiefer, ohne Fossilien (H. und D. 743).
5. 0,2 m blauschwarze, braun anwitternde schiefrige Mergel, fossilieer (H. und D. 744).
6. 1 m graubraune schiefrige Mergelkalke mit randlich limonitisierten kleinen Globigerinen und *Globotruncana apenninica* RENZ (H. und D. 745). Darin kleine Linsen von dunkelgrauem Kieselkalk (H. und D. 746.) Ohne scharfen Übergang folgen
7. 0,5 m graue Mergelkalke (H. und D. 747 a, b), die in die eigentlichen Couches rouges überführen. Sie enthalten schlechterhaltene, unbestimmbare Globotruncanen und Globigerinen.
8. ca. 2 m dünnbankige Mergelkalke der Couches rouges (H. und D. 748), in denen, neben Globigerinen und Textularien, *Globotruncana helvetica* BOLLI bestimmt werden konnte. Die Globigerinen und Globotruncanen sind meistens leicht verzerrt und haben kalzitische Ränder.

Wie aus dem Profil hervorgeht, besteht eine scharfe Grenze zwischen Malm und Oberkreide (Nrn. 3/4), doch fehlen Anzeichen einer Transgression. Die «Couches à Brachiopodes», die JEANNET (57, S. 573)

im Gebiet der Tours d'Aï im obersten Tithon erwähnt, wurden am Amselgrat nicht gefunden. Die schiefrigen Mergel (Nrn. 4 und 5) stellen wohl, obschon keine Fossilien dies direkt beweisen, die untersten Couches rouges dar.

### c) Couches rouges

Um das oben beschriebene Profil weiter zu verfolgen, muss man von der Rippe westlich Nesslern (P. 1754) längs der kleinen Felswand, die die Couches rouges bilden, bis auf 1760 m absteigen. Dort führt ein Fussweg durch die Felsen nach Parwengenkessel, längs welchem die Couches rouges bis zu ihrem Abtauchen in den oberen Nesslernbach aufgeschlossen sind.

Von unten nach oben folgen dort, beginnend mit dem grauen Niveau 8:

8. Über 1,5 m stark gepressten Mergelkalken mit *Globotruncana apenninica* RENZ und *Gl. renzi* GANDOLFI (H. und D. 780), die dem Horizont 7 entsprechen, folgen
- 2 m dünn gebankte, dunkelgraue, ruhig gelagerte Mergelkalke (H. und D. 781) mit *Gl. apenninica* RENZ, *Gl. renzi* GANDOLFI und *Gl. helvetica* BOLLI.
9. 0,2 m Übergang in hellgraue Mergelkalke (H. und D. 782) mit *Gl. lapparenti lapparenti* BOLLI, *Gl. lapparenti tricarinata* (QUER.), *Gl. lapparenti bulloides* VOGLER, kleinen Globigerinen und einzelnen Inoceramenprismen.
10. 15 m graue bis gelblichgraue Mergelkalke mit Pyritkörnern und typischen gelbgrünlichen Tonhäuten zwischen den Kalkplättchen (H. und D. 783, 784, 785). Darin *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *Gl. lapp. tricarinata* (QUER.) und *Gl. lapp. coronata* BOLLI neben kleinen Globigerinen und Inoceramensplittern. Die Mergelkalke zeigen seitliche Übergänge in Schlieren roter Couches rouges, die aber sehr untergeordnet sind.
11. ca. 20 m dunkelgraue, meist sehr fossilreiche Mergelkalke (H. und D. 786, 787) mit *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *Gl. lapp. tricarinata* (QUER.), *Gl. lapp. coronata* BOLLI, Rotaliiden, Textularien und einer Füllmasse von Globigerinen, Inoceramensplittern und deren Einzelprismen.
12. 20—25 m nur in einzelnen Bänken aufgeschlossene, gelbliche bis dunkelgraue Mergelkalke und fossilreiche Mergel. An der Basis fand sich ein an Inoceramensplittern reiches Handstück (H. und D. 253), in dem neben *Gl. lapp. tricarinata* (QUER.) auch schlecht erhaltene Exemplare von *Gl. stuarti* (DE LAPP.) beobachtet werden konnten. Darüber folgen ohne gute Aufschlüsse grüne, graue und bräunliche Mergelkalke, deren Fauna nur noch aus vielen Globigerinen und einzelnen Globorotalien besteht (H. und D. 788, 789); die letztern werden nach oben seltener. In der gleichen Serie trifft man auch bräunlich-beigefarbige, leicht mergelige Kalke (H. und D. 790), die sich im Schliff als sehr feine Breccie von Echinodermenresten, Inoceramenprismen und Globigerinentrümmern mit wenig Textularien und Rotaliiden erweisen.

Die Gesamtmächtigkeit der Couches rouges beträgt 60—70 m.

### d) Grenze Couches rouges-Flysch

Die obersten Bänke von 12 leiten in die obersten Couches rouges über, die im oberen Nesslernbach nördlich des Amselgrates aufgeschlossen sind und dort auf 1730 m gut sichtbar in den im Bach selbst anstehenden Flysch übergehen. Von unten nach oben folgen sich dort vom südlichen zum nördlichen Bachrand:

12. Oberste Couches rouges des Horizontes 12. Rötlichbraune Mergelkalke mit Pyritkörnern und fein verteiltem Limonit (H. und D. 735). Globigerinen und vereinzelte Globorotalien.
13. ca. 1 m verschieferte graue Mergelkalke der Couches rouges (H. und D. 734). Die vielen, teilweise grossen Globigerinen — Globorotalien sind nicht eindeutig vorhanden — sind leicht zerdrückt und haben von Kalzit und Quarz gefüllte Zerrungsänder.
14. 0,2 m Übergangsschicht von Couches rouges zu Flysch (H. und D. 733). Von Kalzitadern stark durchzogener, sandiger Mergelkalk, verschiefert, mit grauen Tonhäuten. Der Sandkalk führt Muskowitschüppchen.
15. 1,4 m von Kalzitadern intensiv durchsetzte dunkelgraue Mergel mit vereinzelten Quarzkörnchen (H. und D. 732). Im Schliff sichtbare wellige Quetschzonen.
16. 0,4 m schiefrige hellgraue Mergel (H. und D. 731). Einzelne Globigerinen. Darüber folgt Vegetation.

Die Fortsetzung des stark verkneteten Flyschs ist im gleichen Bach weiter unten auf 1690 bis 1700 m aufgeschlossen.

16. 1,5—2 m hellgraue bis graubraune, feinkörnige Mergel (H. und D. 730, 728), wie oben, mit einzelnen Globigerinen, darin Linsen von kalkigem Sandstein (H. und D. 729) von 4—5 cm Mächtigkeit mit teilweise gut gerollten Körnern von Quarz, Quarzit, Dolomit und Kalk.
17. 1,2 m unruhige, stark verquetschte, sandige, graue Mergel und Tonschiefer (H. und D. 727).
18. x m zerquetschte, von vielen Kalzitadern durchzogene Tonschiefer mit Einlagerungen von zerrissenen Bänken von glimmerhaltigem, schwach kalkigem Sandstein (H. und D. 725) und dunkeln, dichten Kalken (H. und D. 726).

Während an der Grenze Malm-Couches rouges ein, wenn auch nicht durch Transgressionssedimente ausgezeichneter plötzlicher Wechsel von Kalken in weiche Mergelschiefer stattfindet (3/4), zeigt die

obere Grenze der Couches rouges in den Horizonten 13 und 14 eher einen allmählichen Übergang in die Flyschmergel. Der Kalkgehalt nimmt ab und toniges und sandiges Material tritt an seine Stelle. Eine ähnliche «Übergangsserie» hat TSCHACHTLI (130, S. 26) in der Gastlosenkette an der Jaunpaßstrasse südöstlich der Plagersfluh beschrieben. Der darüberliegende, zerdrückte und unruhig gelagerte Flysch (15—18), dessen Lagerung im gleichen Bach weiter oben ein chaotisches Durcheinander von Tonschiefern und Sandkalken darstellt, lässt vermuten, dass es sich bei diesem Flysch nicht um die normale Fortsetzung der Schichtreihe handelt, sondern dass diese Serie möglicherweise einer andern tektonischen Einheit angehören könnte. Davon soll unten noch die Rede sein.

Das Profil der Couches rouges mit seiner typischen Globotruncanenfauna aber ist gut vergleichbar mit den von TSCHACHTLI (130) und BERLIAT (8) beschriebenen Profilen der Couches rouges der Klippen-Decke. Obschon das Profil am Amselgrat nicht vollständig aufgeschlossen ist und ein Wechsel von roten und grauen Niveaux nicht besteht, können wir dennoch von unten nach oben die nachstehende Aufeinanderfolge der Globotruncanen feststellen: An der Basis *Gl. apenninica* RENZ mit *Gl. renzi* GANDOLFI — darüber *Gl. apenninica* RENZ, *Gl. renzi* GANDOLFI und *Gl. helvetica* BOLLI — dann *Gl. lapparenti lapparenti* BOLLI mit *Gl. lapp. tricarinata* (QUER.) und *Gl. lapp. bulloides* VOGLER, zu denen darüber noch *Gl. lapparenti coronata* BOLLI kommt — es folgen *Gl. lapp. tricarinata* (QUER.) und *Gl. stuarti* (DE LAPP.) —, zuoberst reiche Globigerinenfauna mit Globorotalien. Die Fazies der Couches rouges hielt also auch in der Amselgratserie während der ganzen Oberkreide vom oberen Cenoman bis ins Danien an und ging möglicherweise noch bis ins Paleozän. Wir möchten jedoch die Diskussion über die Kreide-Tertiär-Grenze anhand dieses Vorkommens allein nicht weiter verfolgen, da ja auch der darüberliegende Flysch nicht eindeutig zur Klippen-Decke gehört.

#### e) Zusammenfassung

Die Serie der Klippen-Decke am Amselgrat beschränkt sich auf Malm, Couches rouges und untersten Flysch. Der Malm besteht aus hellgrauen, dichten bis feinkörnigen Kalken, wie er in der ganzen Klippen-Decke bekannt ist. In den Kalken eingelagert finden sich wenig verbreitete oolithische Bänke und echinodermenführende Kalkbreccien. Die Lagerung ist schlecht zu erkennen, da die Kalke sehr stark zerdrückt und zerklüftet sind. Im obersten Teil wird die Bankung sichtbar durch eingeschobene kieselige Kalke und Silexlagen.

Die Couches rouges überlagern den mit einer scharfen Grenzfläche abschliessenden Malm ohne deutliche Transgression. Sie beginnen mit einem mergelschiefrigen Niveau, das in graue bis gelbliche Mergelkalke mit Foraminiferen übergeht. Rote Couches rouges sind nur in Schlieren und nicht als durchgehende Horizonte vorhanden. Der Fauna nach umfassen die Couches rouges die Oberkreide vom oberen Cenoman bis zum Beginn des Tertiärs und reichen vermutlich noch ins Paleozän hinauf. Durch Verschieferung und Anreicherung von tonigem Material, Glimmer und Sand gehen sie direkt in den Flysch über, der nach einigen Metern tektonisch gestört wird.

## II. Tektonik

Der tektonische Bau der Amselgratschuppe lässt sich in wenig Worten darstellen. Während die übrigen Schuppen der Schuppenregion alle mehr oder weniger NE-SW gerichtet sind (siehe Übersichtskarte Tafel I), gilt dies nur für den Nordteil der einfachen tauchenden Schuppe des Amselgrates. An der Nordspitze tauchen die Couches rouges mit 45—55° NW-Fallen gegen den Bach nördlich Nesslern ab, in welchem sie von 1680 bis 1760 m den rechten südlichen Bachabhang bilden; der Bach selbst ist im Flysch eingeschnitten. Gegen den Gipfel (P. 1892,0) hin dreht das Streichen aber allmählich um in N-S-Richtung und südlich des Gipfels stellenweise sogar um 5° darüber hinaus; das Einfallen beträgt dabei 50—60° W, steigt aber bis 75°.

Die Grenze Malm-Couches rouges läuft bei dieser Streichrichtung nicht NE-SW, wie sie JACCARD (51) in seiner Karte einzeichnete, sondern nahezu N-S. Sie setzt im N unter dem kleinen Felswändchen westlich Nesslern ein, läuft dem Fuss des Wändchens in südlicher Richtung nach (kleine Falte auf 1720 m), passiert 60 m nördlich P. 1892 die Gratlinie und verläuft dann, parallel dazu, ca. 30 m westlich des Grates weiter nach S. Der ganze Osthang des Amselgrates mit seinen grossen Schutthalden im unteren Teil

wird durch Malm, der Westhang durch Couches rouges gebildet. Dadurch, dass die Profillinien der Profile 6 und 7 (Tafeln I und II) nicht senkrecht zum Streichen gelegt werden konnten, ergeben sich Verzerrungen in der Mächtigkeit von Malm und Couches rouges; das Profil 5 gibt allein die richtigen Mächtigkeitsverhältnisse wieder.

Betrachten wir noch die Lagerung dieser stark verdrehten Schuppe der Klippen-Decke gegenüber den benachbarten Schuppen des Gebietes. Im S werden der N-S-streichende Malm und die Couches rouges durch die Rauhwacke der Schuppe II, die — wie wir gesehen haben — NE-SW-Richtung aufweist, schief abgeschnitten. Die beiden Schuppen bilden einen Winkel von  $55^\circ$  zueinander. Der Kontakt zwischen der Rauhwacke und den Couches rouges wird oberhalb der unteren Zwitzeregg durch Moräne verdeckt, derjenige zwischen der Rauhwacke und dem Malm bildet auf dem Südgrat auf 1760 m eine kleine Einsattelung. Sowohl am Osthang wie auch am Westhang tritt gegen N zu zwischen der Rauhwacke und der Amselgratschuppe Flysch der Schuppe IV bzw. V auf. Am Osthang, also im Liegenden der Amselgratschuppe, findet man auf der Felsrippe südöstlich P. 1892 auf dem Weg Gummenen-Nesslern auf 1630 m schlecht aufgeschlossen einige Meter grauer, braun verwitterter Mergelkalke, dolomitische Breccien und brauner Flyschsandsteine zwischen der Rauhwacke und dem Malm (Koord. 594 850/148 220). Der restliche Kontakt wird durch Gehängeschutt verdeckt. Am Westhang ist der Kontakt nirgends direkt aufgeschlossen, doch ist die ganze östlichste Zuflussrinne des Rotengrabens oberhalb 1620 m im Flysch eingeschnitten, der auch noch südlich davon (300 m nordnordwestlich P. 1706) ansteht. Es ist dies die Stelle, an der JACCARD (51, S. 113) Mytilusschichten des Doggers zu erkennen glaubte. Auch im Sattel von Parwengenkessel ist im Hangenden der Couches rouges der Flysch aufgeschlossen, der sich dann im Bach nördlich des Amselgrates fortsetzt, wo er mit einer wild tektonisierten Zone auf dem normalen Amselgratflysch liegt (S. 70). Gegen NW lässt sich die Amselgratschuppe nicht verfolgen, da der ganze Abhang bis zu den unteren Hütten von Nesslern durch Gehängeschutt, das Bachbett und die Weiden nördlich davon durch Moräne bedeckt sind. Erst zwischen 1380 und 1440 m sieht man im Bach nördlich des Amselgrates wieder einen Aufschluss von Flyschschiefern und Sandkalken, auf Rauhwacke liegend. Auch im Gschwend findet man über der Rauhwacke keine Sedimente der Klippen-Decke mehr. Es ist daher anzunehmen, dass die Schuppe des Amselgrates nach N zu nicht über den Bach hinausreicht, der nördlich des Berges sich gegen E in den Kesselbach ergiesst.

Einige kleinere Linsen in der Fazies der Klippen-Decke sollen weiter unten beschrieben werden.

Zusammenfassend kann über die Schuppe III folgendes gesagt werden:

Der Amselgrat ist eine gegenüber der Streichrichtung der übrigen Schuppen stark in N-S-Stellung verdrehte Schuppe der Klippen-Decke und besteht aus Malm, Couches rouges und wenig Flysch. Im S wird sie abgeschnitten durch die Trias der Schuppe II, im E, N und W ist sie von Flysch der Schuppen IV und V umgeben. Sie bildet den Rest einer ehemaligen Verbindung zwischen Spielgerten und Gummfluh.

## 5. Die Flyschschuppen IV, V und VI

(Petite fenêtre mitoyenne)

Die Schuppen IV, V und VI umfassen eine mächtige, sandigschiefrige Flyschserie, die auf den Schuppen II und III liegt und die Unterlage der Hornflussscholle der Breccien-Decke bildet. Durch kleinere Linsen triasischen, jurassischen und kretazischen Materials, die sich deutlich in zwei Horizonten zu Reihen vereinigen lassen (siehe tektonische Übersichtskarte Tafel I) kann die Flyschmasse in drei Schuppen unterteilt werden. Die kleinen mesozoischen Linsen deuten und beschreiben wir jeweils als Basis der nächsthöheren Schuppe, obschon diese Zuteilung weitgehend willkürlich ist, da keine durchgehenden Serien von den Linsen in den hangenden Flysch beobachtet werden konnten. Die Deckenzuteilung der drei Schuppen wird noch zusammenfassend diskutiert werden, doch sei vorausgeschickt, dass es sich sehr wahrscheinlich bei allen um ultrahelvetisches Material der «Petite fenêtre mitoyenne» handelt.

### 5a. Die Flyschschuppe IV

Als Schuppe IV soll die Flyschmasse bezeichnet werden, die im NE des Amselgrates über der Rauhwacke der Schuppe II liegt und nach oben durch die Linsenzone Scheuergut-Kapf-Längenbrand-

Anwürfi begrenzt wird; im S streicht sie an und unter die Amselgratschuppe. Da der ganze Simmentalhang östlich des Gantlauen- und Amselgrates weitgehend durch Moräne bedeckt ist und ausserdem die wenigen Aufschlüsse häufig durch Rutschungen und Sackungen entstellt worden sind, sind die Vorkommen von sicher anstehendem Flysch selten und meistens sehr begrenzt.

Älteres Material als Flysch konnte in der Schuppe IV nur an einem Ort sicher gefunden werden: Zwischen P. 1257 und der Anwürfi auf dem linken Ufer des Kesselgrabens auf 1410 m steht am unteren Ende eines leicht verrutschten Flyschhanges eine ca. 10 m lange und 2 m mächtige Linse von Urgonkalk an (Koord. 595 350/150 050). Am Hang unterhalb folgt auf einer 100 m langen Strecke Moräne, unter der dann die Rauhwacke der Schuppe II ansteht (Lagerung und geographische Lage gehen aus Fig. 8, S. 65, hervor). In einer onkoidischen, schwach spätigen Grundmasse mit Schlieren von wohl auskristallisierten Kalzit rhomboedern sind zahlreiche Milioliden (Quinqueloculinen und Triloculinen) mit dicken Kammerwänden, Orbitolinen, Textularien, Rotaliiden, Korallen- und Echinodermensplitter und Muscheltrümmer eingebettet. Daneben findet man nicht selten stark konische Foraminiferen vom Typus der Orbitolinen, die FICHTER (30, S. 38) aus den unteren Orbitolinaschichten des Helvetikums als *Orbitolinopsis* sp. bestimmte und abbildete. Als Nebengemengteil der Grundmasse und als Baubestandteil der agglutinierenden Orbitolinen ist Quarz in feinen Körnern durchwegs vorhanden. Nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit entspricht diese Linse einer stark südlichen Fazies des ultrahelvetischen Urgons.

JACCARD (51, S. 116/117) erwähnt über der Rauhwacke unserer Schuppe II im Bach von Gschwend kieselige Kalke und im Kapfgraben Foraminiferenkalke, die die Fortsetzung der Oberkreide am Amselgrat darstellen sollen. Das Vorkommen im Gschwend erwies sich im Dünnschliff aber als Flysch (H. und D. 591), dasjenige im Kapfgraben ist seit der Verbauung dieser steilen Runse nicht mehr zu sehen.

Aufschlüsse von Flysch der Schuppe IV finden sich am Grabenrand und Hang südlich des Kapfgrabens zwischen 1260 und 1360 m (Fig. 8) mit lokal verrutschten sandigen, glimmerreichen Tonschiefern und Mergeln, ebenfalls verrutscht und versackt in der grossen Anrissnische des Gschwend und nördlich davon (gleiche Fig. Südrand) und im Bach zwischen Gschwend und Nesslern; hier steht der Flysch sowohl in der nördlichen wie auch in der südlichen Abzweigung zwischen 1370 und 1480 m in verknetetem Kontakt mit der liegenden Rauhwacke an. Im Gschwend, wo die tektonisch unruhige Flyschserie am besten aufgeschlossen ist, findet man in schwarzen Tonschiefern zerrissene Bänke und oft isolierte Blöcke von fleckig gelblich anwitternden, grauen Mergelkalken, dunkeln dichten Kalken, glimmerreichen Sandsteinen und Sandkalken, dolomitischen Sandsteinen und feinen Breccien. Eine Bankung ist nicht oder nur schlecht sichtbar (H. und D. 591—595). Fossilien konnten darin keine gefunden werden.

### 5b. Die Flyschschuppe V

Die nächsthöhere Schuppe V lässt sich von St. Stephan im Simmental bis ins Turbachtal verfolgen. Ihre Unterlage wird durch verschiedene tiefere, tektonische Elemente der Schuppenzone gebildet: Am Simmentalhang liegt sie auf der Flyschschuppe IV, von der sie durch eine Anzahl triasisch-liasischer Linsen getrennt wird; auf der Wasserscheide zwischen dem Simmental und dem Turbachtal stellt der Amselgrat (Schuppe III) ihre Unterlage dar; im Turbachtal liegt sie im Rotengraben und im Heimweidgraben auf der Rauhwacke der Schuppe II auf und greift dann westlich des Heimweidgrabens nach dem Auskeilen der Schuppe II vermutlich bis auf den Flysch der Schuppe I hinab, die jedoch dort nicht mehr aufgeschlossen ist. Es sind demnach von E nach W immer tiefere Schuppen, die das Liegende der Schuppe V bilden. Das Hangende der Schuppe V wird im NW durch die Basis der Breccien-Decke, südwestlich von Gantlauen- und Hüntenbergli dagegen durch die Flyschschuppe VI gebildet, wobei wieder eine Anzahl von triasischen bis oberkretazischen Schubfetzen die Grenze darstellen.

Betrachten wir zuerst die Linsen an der Basis der Schuppe V. Im NE beginnend, finden wir die erste südlich des Baches, der vom Ritz gegen die Station Stöckli fliesst, zwischen 1210 und 1260 m in einem kleinen bewaldeten Felshügel im westlichen Scheuergut (Koord. 595 590/151 500). Die Linse besteht aus dichtem, grauschwarzem Kalk mit kleinen, vereinzelt Quarzkörnchen; der Kalk enthält wenig Echinodermensplitter und Spongiennadeln. Fossilien, die eine Altersbestimmung ermöglichen, wurden keine gefunden, doch scheint auch hier, wie in der Schuppe II, ein Kalk des unteren Lias vor-

zuliegen. Der nächste Aufschluss befindet sich im Kapfgraben zwischen 1320 und 1380 m, wo stark zerdrückte Brocken und Linsen von Triasdolomit zwischen dem Flysch der Schuppen IV und V eingeklemmt sind (siehe Fig. 8, S. 65). Die Fortsetzung dieses Triaszuges gegen S ist aus derselben Figur ersichtlich: 120 m südwestlich P. 1382 im Längenbrand ist ein kleiner Aufschluss von Rauhwacke zwischen dem hangenden Flysch und Moräne sichtbar, während 230 m südlich dieses Punktes unter dem Weg Längenbrand-Anwürfi eine Lamelle von Triasdolomit auf eine Länge von 170 m ein etwa 10 m hohes, bewaldetes Felswändchen bildet. Eine letzte ca. 3 m mächtige Bank von Triasdolomit liegt im Gschwendbach südlich der Anwürfi auf 1580 m über stark verstürztem Flysch der Schuppe IV. Bis zum Amselgrat wird dann der ganze Abhang durch Moräne bedeckt.

Der Flysch dieser Schuppe V ist am Simmentalhang unter der mächtigen Moränendecke von Ritz-Gantlauen-Hüntenbergli nur spärlich aufgeschlossen. Im Kapfgraben sind oberhalb des Weges von Ried nach Gantlauen graue, fleckige, Spongiennadeln führende Mergelschiefer des Flyschs in tektonischem Kontakt mit einer Linse von Triasdolomit. Diese Mergelschiefer und Mergel mit eingelagerten Kieselkalken und Sandkalken (H. und D. 598, 641, 642) wurden von JACCARD (51, S. 117) zu den Unteren Schiefern gezählt, da er darüber Untere Breccie zu sehen glaubte; diese konnte aber nicht mehr gefunden werden; heute ist an der betreffenden Stelle nur Moräne sichtbar.

Besser sind die Aufschlüsse im Turbachtal, wo in den von N her in den Turbach fließenden steilen Bächen zwischen dem Rotengraben und dem Mattengraben der Flysch ohne Moränenbedeckung angeschnitten ist. Die Hauptmasse des Flyschs wird hier aus glimmerreichen, schwach sandigen, banalen Ton- und Mergelschiefern gebildet, die bräunlich anwittern und alle Übergänge in graue Mergel mit Fucoiden und Mergelkalke zeigen. Unregelmässig eingelagert finden sich darin Bänke von glimmerführenden Sandkalken und Sandsteinen, kieseligen Kalken und Kalkschiefern und Linsen von dichtem, dunkelm Kalk und oft knorrig zerdrückten und ausgewalzten Kalk-Dolomit-Quarzit-Breccien. Im Flysch, der im unteren Riedgraben bei St. Stephan unter der Trias der Breccien-Decke aufgeschlossen ist, steckt in knorrigem Tonschiefern und Sandkalken eine verdrückte Flyschlinse von polygener Breccie mit chloritreichen, kristallinen Schiefern als Komponenten. An Fossilien fanden sich nur im Bach südlich des Riedbachs einige Rotalliden und Textularien.

### 5c. Die Flyschschuppe VI

Während sich im Gebiet von Parwengenkessel eine Trennung der Schuppen V und VI anhand einer Reihe mesozoischer Linsen sehr wohl vornehmen lässt, ist westlich des Heimweidgrabens in Mettlen, im Tauben- und Mattengraben diese Grenzlinie nicht mehr sicher festzustellen, da der Flysch der beiden Schuppen sehr ähnlich ist und ohnehin oft kleine Fältelung und lokale Verschuppung aufweist.

Die westlichste triasische Linse befindet sich im Heimweidgraben auf 1650 m, wo im Flysch eine ca. 60 m lange und 8 m mächtige Rauhwackebank eingelagert ist. Östlich davon folgt die Gruppe von Einschlüssen (JACCARD, 51, S. 120 und Abbildung) von Parwengen-Hüntenbergli (siehe Fig. 6, S. 55), die mit einer 120 m langen Rauhwackelinse am Weg 200 m westlich P. 1832 beginnt. Ein weiteres Rauhwackevorkommen muss unter der grossen 60 m breiten Doline («Kessel») von Parwengenkessel liegen, doch ist weder in der Doline noch in deren näherer Umgebung Rauhwacke aufgeschlossen. Erst 250 m nordnordöstlich P. 1832 sieht man einen kleinen Aufschluss von Rauhwacke und Dolomit am Weg gegen Hüntenbergli. In einer kleinen Mulde hinter den Hütten ist 150 m nördlich P. 1832 eine 8 m lange und 3 m mächtige Linse von hellgrauem, marmorisiertem, dünnplattigem Kalk im Flysch eingeklemmt (Koord. 593 850/148 850), der am ehesten mit plattigem Malm des Ultrahelvetikums verglichen werden kann, aber keine Fossilien enthält (H. und D. 266). Am Weg gegen Hüntenbergli, unmittelbar nördlich des kleinen Rauhwackevorkommens, steht dann eine erste Oberkreidelinse mit grauen Kalken an, die gegen E ein kleines Felswändchen bilden (Koord. 593 930/149 000) und reichlich Globotruncanen (vor allem *Gl. lapparenti lapparenti* BOLLI) und Globigerinen sowie einzelne Inoceramenprismen (H. und D. 267) enthalten (bei JACCARD als Malm beschrieben). Der grösste dieser Einschlüsse im Flysch bildet 300 m nördlich der genannten Oberkreidelinse den bewaldeten Felshang südwestlich Hüntenbergli. Er wird aus grauen Kalken und Mergelkalken zusammengesetzt, die stellenweise stark

zerdrückt und verschiefert sind und — neben vielen Globigerinen — *Globotruncana stuarti* (DE LAPP.) enthalten. Die Linse lässt sich bei einer Mächtigkeit von ca. 40 m auf eine Länge von 300 m verfolgen, im S keilt sie im Flysch aus, im N verschwindet sie unter der Moräne von Obergantlauenen. Der Fazies nach scheint es sich bei den Oberkreidevorkommen bei Hüntenbergli um eine Schuppe der Klippen-Decke zu handeln.

Über diesen Linsen liegt der am südlichen Gantlauenengrat und im oberen Heimweid-, Tauben- und Mattengraben gut aufgeschlossene Flysch, der im allgemeinen ähnlich zusammengesetzt ist wie derjenige der Schuppe V. Er ist jedoch reicher an braun anwitternden Sandsteinen und Sandkalken, die im Gebiet von Äusser Parwengen nicht selten kleine kohlige Schmitzen enthalten; das veranlasste JACCARD (51, S. 100), das Gestein mit dem Karbon von Morgins (Val d'Illeiez, 141) zu vergleichen. Der Übergang zum eindeutigen Flysch am Gantlauenengrat und im Heimweidgraben ist aber so deutlich, dass wir mit Sicherheit den ganzen Komplex in den Flysch stellen dürfen. Neben den schon in der Schuppe V vorkommenden Kalk-Dolomit-Breccien findet man selten auch polygene Breccien mit kristallinen chloritreichen Schiefern als Komponenten (in den Mulden östlich und westlich P. 1969,1). Grössere Linsen eines dunkeln, oft fast schwarzen, dichten und sterilen Kalkes sind besonders gut an der Gratlinie nördlich und südlich P. 1969,1 aufgeschlossen. Es konnten im Flysch der Schuppe VI, wie in demjenigen der Schuppe V, keine altersbestimmenden Fossilien gefunden werden.

## 6. Zusammenfassung

Die Schuppenzone zwischen der abtauchenden Stirn der Niesen-Decke und der Basis der Hornfluh-scholle der Breccien-Decke setzt sich aus einer Anzahl Schuppen des Ultrahelvetikums (Plaine Morte-Decke und Bex-Laubhorn-Zone) und der Klippen-Decke zusammen. Die unterste Schuppe (I) liegt im S, auf Reulisen, auf dem brecciöskalkigen Niveau der Niesen-Decke; gegen N und unten schiebt sich dann zwischen das erwähnte Niveau und die Schuppe I eine nach NW mächtiger werdende Tonschiefer-Sandkalk-Serie ein, deren tektonische Stellung schon diskutiert wurde (S. 64); diese Serie ist in ihrem obersten Teil durch Lithothamnien-Discocyclinen-Breccien-Bänke gekennzeichnet.

Die Schuppen I und II, mit ihren in Trias eingefalteten Linsen von Kieselkalken (Hauterivien?), von Oberkreidekalken mit Globotruncanen und Flysch mit Nummulitensandstein gehören in die Fenêtre mitoyenne (Ultrahelvetikum) und stellen wohl eine enge Verfaltung der Plaine morte-Decke (Kreide und Flysch) mit der Trias (Rauhacke, Dolomit, Gips) der Bex-Laubhorn-Decke dar. Die tektonische Stellung dieses Kreide- und Flyschzuges (I), der das Gipsvorkommen von Gummenen-St. Stephan (II) unterlagert oder mit ihm verschuppt ist, ferner der Urgonfetzen (IV) über der Rauhacke und die fraglichen Liaskalke zwischen Gips und Rauhacke der Schuppe II erinnern sehr an die Verhältnisse, wie sie M. LUGEON aus dem Tal der Grande Eau vor allem bei Exergillod (77, S. 9) beschrieben und auf Blatt Diablerets (141) und den Profilen der dazugehörigen «Notice explicative» (pl. 2) dargestellt hat. Beweise für eine Verfaltung von Trias mit jurassischen Sedimenten vor der Flyschtransgression (vermutlich vor Maestrichtien) lassen sich in unserem Gebiet nicht erbringen, da sowohl im Gips (Kesselgraben), wie auch in der Rauhacke (Rotengraben) Flyschlinsen (in der Rauhacke mit Nummuliten) eingefaltet sind. Die Mächtigkeitsabnahme der Schuppe I nach der Tiefe hin, die östlich Reulisen zum völligen Auskeilen führt, ist durch das stärkere Vordringen der Niesen-Decke im Simmental bedingt, wobei die Schuppe von ihrer Fortsetzung in der Tiefe abgeklemmt wurde. Dasselbe konnte A. LOMBARD (68) bei der bekannten Schuppe am Grimmipass beobachten. \*

Die Schuppe III, der Amselgrat, stellt ein Relikt der Klippen-Decke dar, welche, wie LUGEON und GAGNEBIN (80, S. 58 ff.) annehmen, schon vor der Überschiebung der Breccien-Decke in ihrer Südregion, den Médiannes rigides, durch Erosion zerstückelt worden war. Zudem wurde die Schichtreihe des Amselgrates tektonisch von ihrer normalen stratigraphischen Unterlage getrennt, so dass nur noch Malm, Couches rouges und Flysch (?) übrigblieben, während die Trias und die Mytilus-schichten nicht mehr aufzufinden sind. Dass die Trias der Schuppe II (Gips und Rauhacke) nicht die Basis der Klippen-Decke am Amselgrat sein kann, wie JACCARD annahm (51, S. 114), beweist das Vorhandensein von Flyschsandstein zwischen dem Malm und der Rauhacke südöstlich des Amselgrates;

auch die in N-S-Streichen verdrehte tektonische Stellung des Amselgrates gegenüber der normal NE-SW-streichenden Schuppe II, die die Schichten der Klippen-Decke schief abschneidet, spricht gegen einen Zusammenhang der beiden Serien. Die Schuppe III ist vollständig isoliert und steht weder gegen E noch gegen W in direkter Verbindung mit den analogen Elementen der Klippen-Decke in den Spielgerten und der Gummfluh, sondern ist in ihrer Ausdehnung auf den Amselgrat beschränkt. Da sie weder im Turbachtal noch auf der Simmentalseite unterhalb 1600 m aufgeschlossen ist, reicht sie in der Tiefe wohl nicht weiter als bis etwa auf 1400 m hinab, wie dies in den Profilen (6 und 7) angenommen worden ist.

Die Schuppen IV, V und VI bestehen zur Hauptsache aus Flysch und werden durch zwei Reihen von Linsen getrennt, an deren Aufbau sich Trias (Dolomit, Rauhwacke), Jura (Lias und Malm?) und Kreide (Urgon, Turon-Senon) beteiligen. Der Flysch ist reich an braun angewitterten Sandsteinen, fleckigen Mergeln und Tonschiefern und enthält in schlierigen Linsen monogene und polygene Kalk-Dolomit-Breccien und dunkle, dichte Kalke. Altersbestimmende Fossilien konnten bis dahin noch keine gefunden werden. Die Deckenzugehörigkeit dieser Schuppen muss daher anhand von Faziesvergleichen und Lagerung festgestellt werden. Während dem Flysch alle typischen Merkmale sowohl des Simmen- wie auch des Breccien-Flyschs fehlen, so müssen wir doch, seiner Lage über dem Amselgrat wegen, die Möglichkeit seiner Zugehörigkeit zur Klippen-Decke oder zur ultrahelvetischen Fenêtre mitoyenne einer nähern Prüfung unterziehen.

Eine fazielle Ähnlichkeit mit dem von TSCHACHTLI (130) und CAMPANA (20) beschriebenen, kalkreichen «Plättchenflysch» wie auch mit den Flyschtypen (die banalen ausgenommen), die LOMBARD (67) im Chablais gefunden hat, fehlt. Wir haben auch gesehen, dass über dem schiefbrig-mergeligen Flysch, in den die Couches rouges am Amselgrat übergehen (S. 70), ein tektonischer Bewegungshorizont diesen Flysch von demjenigen der Schuppe V trennt und dass somit kein normaler Übergang vom Amselgrat in den Flysch der Schuppen besteht. Da aber nach mündlichen Mitteilungen meines Freundes WEGMÜLLER die Fazies des Flyschs in den Spielgerten von den normalen Typen des Flyschs der Klippen-Decke stark abweicht, liesse sich die Annahme vertreten, die drei Schuppen bestünden aus Klippen-Flysch. Wo aber wäre dann die mesozoische Unterlage dieser Flyschmassen zu suchen, da doch nur die Oberkreidefetzen vom Hüntenbergli (S. 74) und die Triaslinsen der Klippen-Decke entstammen können? Die Annahme, dass der Flysch beim Überfahren der Klippen-Decke durch die Breccien-Decke vom Gebiet der Gummfluh abgesichert und nach E gedrängt worden wäre, hat nicht viel Wahrscheinlichkeit für sich. Ebenso wenig liesse sich diese Hypothese mit der Annahme von LUGEON und GAGNEBIN in Einklang bringen, wonach vor der Überschiebung der Breccien-Decke weitgehende Erosion stattgefunden habe. In diesem Falle wären ja gerade die Flyschmassen der Erosion zuerst zum Opfer gefallen. Wenn wir aber annehmen, dieser Flysch habe zu Teilstücken der Klippen-Decke gehört, die ursprünglich südlicher als der Amselgrat lagen, heute aber der Erosion anheimgefallen wären, so kann man sich fragen, weshalb nicht mehr mesozoisches Material mitverschuppt wurde und wieso dann ultrahelvetische Linsen in den Flysch hineingerieten. Wie wir sehen, lässt sich, abgesehen von der faziellen Ungleichheit, auch tektonisch keine befriedigende Lösung finden, die die Schuppen IV, V und VI als Glieder der Klippen-Decke erklären könnte<sup>1)</sup>.

Eine wahrscheinlichere Lösung ist wohl die tektonische Eingliederung der drei Flyschschuppen in die ultrahelvetischen Sedimente der Fenêtre mitoyenne. Mit seinen braun anlaufenden Sandsteinen und Sandkalken, den schwarzen und fleckigen Tonschiefern und Mergeln zeigt der Flysch grosse Ähnlichkeit mit dem Flysch am Col des Mosses und am Col de Jable im W, wie auch mit dem Flysch an der Mieschfluh und am Grimmipass, den LUGEON und GAGNEBIN zum Ultrahelvetikum gezählt haben. Die fazielle Ähnlichkeit besteht aber nicht nur mit dem Flysch der benachbarten Gebiete in der Fenêtre mitoyenne, sondern auch mit demjenigen der Sattelzone. Dies trifft vor allem zu für den Flysch am Hahnenmoospass,

<sup>1)</sup> Die in den letzten Jahren gemachten, noch unveröffentlichten Untersuchungen WEGMÜLLERS östlich der Simme liessen die Vermutung aufkommen, dass ein Teil des Flyschs der Schuppen IV—VI der Breccien-Decke selbst entstammen könnte, und von ihr überfahren worden wäre. In unserem Gebiet konnten aber — ausser dem Vorhandensein polygener Breccien — keine faziellen Ähnlichkeiten gefunden werden, die für diese Annahme sprechen würden. Vor allem fehlt jede Spur von Ophiolithen und roten fossilführenden Schiefern, die nördlich der Hornfluh den Flysch der Breccien-Decke kennzeichnen.

der das Liegende der Niesentrias bildet und der von K. HUBER (49, S. 120) zu den «höheren Schuppen» der Sattelzone bei Adelboden gerechnet wurde.

Auch tektonisch steht dieser Auffassung nichts im Wege, haben wir doch eine intensive Verknetung der Schuppen IV und V mit der Rauhwacke der ultrahelvetischen Schuppe II im oberen Kesselgraben und im Turbachtal, ferner das Auftreten einer Urgonlinse an der Basis der Schuppe IV und auch fraglicher Malm- und Liaslinsen ultrahelvetischer Herkunft im Flysch festgestellt. Wir gehen daher meiner Meinung nach nicht fehl, wenn wir den grössten Teil der Schuppen IV, V und VI zum Ultrahelvetikum zählen. Es betrifft dies also die Flyschmasse zwischen der Triasschuppe II bzw. dem Amselgrat (III) und der Basis der Breccien-Decke.

Der Amselgrat und die nordwestlich davon im Ultrahelvetikum steckenden isolierten Oberkreidelinsen der Klippen-Decke erinnern sehr an die Verhältnisse, wie sie am Innenrand der Préalpes des Chablais festgestellt worden sind. Auch dort zeigt sich zwischen Morgins und Taninges auf der Linie Col de Cou-Col de la Golèse-Samoëns-Verchaix eine Reihe von Malm- und Oberkreidefetzen, die unter der Basis der Breccien-Decke in den Préalpes internes stecken. Sie wurden schon von LUGEON (71) und in neuern Arbeiten von GAGNEBIN (35), LILLIE (66) und SCHROEDER (118) beschrieben und auf Blatt St. Maurice (140) teilweise zur Darstellung gebracht. Im Gegensatz zum Chablais liegt in unserem Gebiet zwischen dem Helvetikum und der Breccien-Decke noch die Niesen-Decke, doch spielt die «Fenêtre mitoyenne» als direkte Unterlage der Breccien-Decke zwischen Simme und Saane dieselbe Rolle wie die Internes zwischen Morgins und Taninges.

## C. Zusammenfassende tektonische Betrachtungen

### 1. Bemerkungen zur Herkunft der préalpinen Decken

Bei der Diskussion über die Herkunft der préalpinen Decken im engeren Sinne (Klippen-Decke, Simmen-Decke und Breccien-Decke) und der französischen und schweizerischen Klippen, die alle von ihrem Wurzelgebiet vollständig losgelöst sind und nirgends eine direkte Verbindung zu ihrer Wurzel aufweisen, herrschen noch immer zwei stark voneinander abweichende Meinungen. Nach der einen, von vielen Westalpengeologen verfochtenen Hypothese (E. HAUG, M. GIGNOUX und ihre Schule), die sich vor allem auf fazielle Vergleiche stützt, sollen die Decken der Préalpes im äusseren penninischen Raum, dem Sub-Briançonnais und dem äusseren Briançonnais, die sich gegen NE in die Schistes-lustrées-Zone von Sion-Val Ferret fortsetzen, beheimatet sein <sup>1)</sup>. Nach der zweiten, erstmals von H. SCHARDT angedeuteten (108), später von M. LUGEON (73) ausgebauten, seither noch oft modifizierten und heute von den meisten Schweizer Geologen angenommenen Hypothese liegt aber die Wurzelzone im südpeninischen und unterostalpinen Raum; nach den letzten Arbeiten von R. STAUB (122) soll sie im frontalen und hinteren Teil der Grisoniden, d. h. im unterostalpinen und mittelostalpinen Faziesbereich, zu suchen sein. Neben stratigraphischen sind es in erster Linie tektonische Überlegungen (vorwiegend die Verbindung der Klippen-Decke über die zentral- und ostschweizerischen Klippen mit der Falknis-Sulzfluh-Decke und der Aroser Schuppenzone), die zu dieser Annahme führen. Es würde im Rahmen dieser Arbeit zu weit führen, die Geschichte und das Für und Wider der beiden Hypothesen näher zu betrachten, doch möchten wir bei ihrer Beurteilung mit GAGNEBIN und PETERHANS (31) doch derjenigen den Vorzug geben, die sich neben faziellen vor allem mit tektonischen Argumenten befasst, also jener, die die Wurzel der Decken der Préalpes im S des Penninikums sucht.

Die Untersuchungen des Hornfluhgebietes lieferten in bezug auf die Beheimatung der Breccien-Decke keine neuen Anhaltspunkte, dafür fand sich in der ganzen Schichtreihe eine Anzahl von Analogien mit der von SCHROEDER (118) detailliert beschriebenen Schichtreihe im Chablais, die sehr für ein einheitliches Sedimentationsbecken der Breccien-Decke sprechen (M. LUGEON, 78, vertrat 1940 die Meinung, die Sedimente der Breccien-Decke im Chablais einerseits und in den Préalpes romandes andererseits seien in zwei benachbarten, aber getrennten Becken zur Ablagerung gekommen; später [80, S. 58] wurde aber diese Annahme verlassen und zu derjenigen eines einheitlichen Beckens zurückgekehrt, was sich auch faziell zu bestätigen scheint).

### 2. Das Hornfluhgebiet und seine Eingliederung in die Préalpes romandes<sup>2)</sup>

Während die äusseren Ketten der Klippen-Decke, die «Médianes plastiques» (80, S. 44), einen nahezu einheitlichen Faltenbogen vom Genfer See bis zum Thuner See bilden, lässt sich das Gebiet der «Médianes rigides», das durch seine in Schollen aufgelöste Struktur gekennzeichnet ist und dem auch die nach NW tauchenden Decken-Schollen der Breccien-Decke angehören, in zwei kleinere, jedoch weniger ausgesprochene Bogen unterteilen; diese sind im S durch die Niesen-Decke, im N durch die Simmentaler Flyschmulde begrenzt. Der westliche dieser Bogen beginnt im Mont d'Or und reicht

<sup>1)</sup> Von den Schweizer Geologen haben sich in jüngerer Zeit auch SCHROEDER (118) und TERCIER (Bull. Soc. Frib. Sc. nat. V. 37, S. 125) zur Auffassung der französischen Alpengeologen bekannt.

<sup>2)</sup> Die in diesen Kapiteln 2 und 3 enthaltenen tektonischen Betrachtungen lassen sich auf den Tafeln I und II dieser Arbeit sowie auf den folgenden geologischen Karten verfolgen: Geologische Generalkarte der Schweiz, 1 : 200 000, Blatt Sion (142); Geologische Karten von F. JACCARD aus dem Gebiet der Breccien-Decke im Hornfluhgebiet (137, 138); Geologische Karte des Simmen- und Diemtigtals von F. RABOWSKI (139).

bis ins Tal der Saane zwischen Gstaad und Saanen. Der östliche beginnt auf der Linie Amselgrat–Rinderberg–Reichenstein und setzt sich auf der Südseite des Simmentals bis in den Oeywald bei Burgholz fort. Die beiden gegeneinanderweisenden Enden dieser Bogen, die durch die Falte III der Breccien-Decke veranschaulicht werden (Flühwald bei Reichenstein im E und Vanel bei Saanen im W), bilden zusammen einen einspringenden, nach SE gerichteten Winkel von ca.  $135^{\circ}$ , den «angle rentrant de Saanenmöser» (80, S. 42). In dem Zwischenraum von 7 km, der die beiden Bogenenden trennt, bildet die Falte I der Breccien-Decke im Hornfluhgebiet — als Verbindungsglied der zwei Faltenbogen — zwischen dem Gantlauenengrat und Gstaad einen kleinen Miniaturbogen, der, wie wir oben (S. 46, 50) gesehen haben, durch die Flexuren im Kaltenbrunnenbach und Tiefenbach noch verstärkt wird. Der Flysch der Breccien-Decke in der Mulde von Zweisimmen–Saanenmöser–Eggli–Kalberhöfni (80, S. 43) erscheint als tektonisch selbständiges Element und zieht dank seiner «Anpassungsfähigkeit» durch die ganze Störungszone durch.

Betrachten wir nun noch einmal kurz die Falte I der Breccien-Decke zwischen dem Simmental und der Saane (51, S. 64). In der Flühweid, im NE, haben wir — wie RABOWSKI (92, S. 124) schon feststellte — die deutliche Fortsetzung der Falte Kumigalm–Auf den Flühnen. JACCARD (51, S. 65 und 188) zählte diese Falte zu seiner Faltenregion II; er tat dies vor allem aus stratigraphischen Gründen, da er — wie später auch RABOWSKI — in der Kumigalmfalte die Obere Breccie nicht vorfand, während sie in der Flühweidfalte bis nach Blankenburg verfolgbar ist. Ob die Obere Breccie östlich Betelried abgesichert oder vor der Flyschsedimentation abgetragen worden ist oder aber stratigraphisch auskeilt, werden spätere Untersuchungen zu prüfen haben. Das scheinbare Zurückhangen der Flühweid-Hornfluh-Falte an ihrem Nordostende konnte (auf S. 45) dadurch erklärt werden, dass Schollen der Falte I an N–S-laufenden Brüchen nach der Tiefe und nicht nach S verstellt worden sind.

Von der Simme bis zum Gantlauenengrat bildet die Hornfluhfalte in der Flühweid und im Rinderberg, zusammen mit den Falten II und III der Breccien-Decke und der dazwischen eingeklemmten Schuppe der Klippen-Decke nördlich der Kleinen Simme, der Amselgratschuppe und der ultrahelvetischen Gipschuppe II im S, das südwestliche, gegen das Alpeninnere zurückhangende Randstück des oben erwähnten östlichen Faltenbogens der «Médianes rigides». Das eigentliche Ende des Bogens wird von N nach S gekennzeichnet durch das Abbrechen der Falten II und III der Breccien-Decke bei Reichenstein, durch das Umbiegen der Streichrichtung der Hornfluhfalte I von SW–NE-Streichen in nahezu E–W-Streichen (S. 46), durch die Abbiegung und das Aussetzen der Amselgratschuppe (III) und durch das Abbrechen der Gipszone (Schuppe II) von St. Stephan-Gummenen auf Reulisen.

Im SW schliesst sich an dieses Bogenende im Hornfluhgebiet zwischen Gantlauenengrat und dem unteren Turbachtal nun der kleine selbständige Bogen der tauchenden Deckenscholle I der Breccien-Decke an, im N begleitet von der Flyschzone von Saanenmöser, im S von den Schuppen V und VI der Fenêtre mitoyenne. Der Bogen hebt sich vor allem im normal nach NW fallenden Schollenteil in der Serie vom Rhät bis zur Oberen Breccie deutlich heraus, während auf seiner Konkavseite im SE die Rückfalten und Schuppen aufgestaut sind. Im Gegensatz zum Nordostende des kleinen Bogens, wo wir in der Falte I den direkten Anschluss an den Simmental-Diemtigal-Faltenbogen der «Rigides» haben, finden wir am Südwestende eine starke Rückbiegung nach S (S. 49) und ein bis auf die Trias und den Flysch vollständiges Ausdünnen und Abreissen der Breccien-Serie im Turbachtal.

Die Verbindung nach SW, wo die Falte I der Breccien-Decke im Meyelsgrund wieder aufgeschlossen ist, ist zum Teil der Erosion der Saane und des Laubaches anheimgefallen und durch Moräne bedeckt. Der westliche Faltenbogen der «Rigides» (Mont d'Or–Saanen) endigt auf der Linie Gstaad–Saanen mit dem Abbrechen der Falte III der Breccien-Decke im Haltenwald bei Schönried und der Dorffluhscholle der Klippen-Decke bei Halten, wie auch in dem kleinen, wieder SW–NE-gerichteten Vorkommen Oberer Breccie bei P. 1118 beim Zusammenfluss von Turbach und Laubach (S. 50).

In der Lücke zwischen Halten und Reichenstein, in welcher ausser der Falte I der Breccien-Decke und ihrem Flysch alle tektonischen Elemente der «Rigides»-Region fehlen, kommt der Flysch der Mulde von Saanenmöser in direkte Berührung mit der Flyschmasse der Simmen-Decke, doch liegt der Kontakt nördlich des von uns beschriebenen Gebietes (20). Die Simmen-Decke schmiegt sich mit ihrem inneren südöstlichen Rand in der Hundsrück-Simmental-Mulde von Flendruz bis nach Oeyden beiden Bogen der «Médianes rigides» und der Breccien-Decke an und ragt in den «angle rentrant de

Saanenmöser» hinein; mit ihrem nördlichen und nordöstlichen Aussenrand folgt sie aber der Gastlosenschuppe, die tektonisch schon zum einheitlichen Bogen der «*Médianes plastiques*» gehört <sup>1)</sup>.

Die Niesen-Decke, die sich zwischen Ormonts-dessous und Wimmis dem inneren Rand der Zone der «*Médianes rigides*» anschliesst, davon aber durch die verschuppte ultrahelvetische Zone der Fenêtre mitoyenne getrennt ist, zeigt gleichfalls eine gegen das Alpeninnere konvexe Krümmung (80, S. 78), deren innerste Partie nun ebenfalls in der Gegend südöstlich des Hornfluhgebietes liegt (Wistätthorn, Gifferhorn), so dass wir auch hier den «*angle rentrant de Saanenmöser*» noch feststellen können.

Gehen wir noch weiter gegen SE in die helvetischen Decken und vergleichen wir die Streichrichtung der Faltenachsen am inneren Rand der Niesen-Decke, wie sie z. B. P. ARBENZ im «*Geologischen Führer der Schweiz*» (2, Tafel I) darstellte, so sehen wir auch hier, zwischen den Diablerets und dem Kiental einen, wenn auch schwachen, gegen SE einspringenden Winkel, dessen südöstlichster, innerster Punkt im Gebiet der Plaine morte, somit in der direkten Linie Saanenmöser–Hornfluh–Wistätthorn–Ober Laubhorn–Plaine morte liegt. Ist es wohl ein Zufall, dass in dieser Fortsetzung des «*angle rentrant de Saanenmöser*», der sich somit bis auf die Plaine morte feststellen lässt, gerade die axiale Hauptdepression zwischen dem Aarmassiv und dem Aiguilles Rouges-Mont Blanc-Massiv liegt? Diese Frage soll im nächsten Kapitel noch kurz gestreift werden.

### 3. Der Bau des Hornfluhgebietes und seine mutmassliche Entstehung

Im ersten Abschnitt unserer Schlussbetrachtungen stellten wir das Hornfluhgebiet in das Gebäude der «*Préalpes rigides*» hinein, ohne aber die Entstehung der heutigen Verteilung von Schuppen und Schollen näher zu berücksichtigen. Dies soll im folgenden noch kurz geschehen, wobei ich mir darüber klar bin, dass eine solche Entstehungsgeschichte, je mehr sie ins Detail geht, zur Hypothese wird.

In ihrer gemeinsamen Arbeit über den Bau der *Préalpes*, auf deren Wichtigkeit schon in der historischen Einleitung hingewiesen wurde, entwickelten M. LUGEON und E. GAGNEBIN (80) in interessanter Weise die Entstehungsgeschichte der *Préalpes* anhand der Gleitungstheorie und ihrer Folgen (wobei sie vor allem auf das Abgleiten selbständiger Deckenteile in durch die Erosion ausgehöhlte Niederungen des Vorlandes, «*le remplissage des creux*», als eine Art von Reliefüberschiebung, und die durch Zugwirkung entstandene Zerreissung rückwärtiger Deckenstücke an Beispielen der *Préalpes* hinwiesen). Im nachstehenden soll versucht werden, die im Hornfluhgebiet gefundenen tektonischen Ergebnisse im Sinne der von LUGEON und GAGNEBIN aufgestellten Theorie zu deuten und zu prüfen, ohne jedoch auf die Beweisführung der beiden Autoren, die sich auf viele Belege aus den ganzen *Préalpes* stützt, näher einzugehen.

a) Der älteste, unser Gebiet betreffende Vorgang in der Entstehungsgeschichte der *Préalpes* ist derjenige der Erosion der Klippen-Decke vor der Überdeckung durch die Breccien-Decke (80, S. 56–58). Früher suchte man das Fehlen der Klippen-Decke unter grossen Partien der Breccien-Decke (vor allem im Chablais) durch vollständiges Ausquetschen und Laminieren bei der Überschiebung der letztern zu erklären. Da aber mit Ausnahme kleiner Klemmpakete nirgends grössere Schubmassen der «*Rigides*» vor der Breccien-Decke zu finden sind, nehmen LUGEON und GAGNEBIN an, die südlichen Teile der Klippen-Decke seien schon vor der Überschiebung der Breccien-Decke grossenteils durch Erosion abgetragen gewesen. Da sich aber die Klippen-Decke bei der Ankunft der Breccien-Decke sicher schon in Bewegung befand und das Gebiet der Bex-Laubhorn-Zone schon bedeckte (80, S. 62), besteht die Möglichkeit, dass die Klippen-Decke — bei Annahme freier Gleitung — schon von ihrem Wurzelgebiet getrennt war. Es lässt sich die wohl kaum lösbare Frage aufwerfen, ob die Klippen-Decke, die heute scheinbar erodierten Gebiete je in grösserem Ausmasse bedeckt habe und ob nicht schon bei der Loslösung von ihrem rückwärtigen wurzelnäheren Teil (eine Lostrennung, die wohl auch auf einer durch das Abgleiten entstandenen Zugwirkung, 80, S. 54, beruhen musste) eine sehr unregelmässige Grenzlinie im SE entstehen konnte. In dieser SE-Begrenzung konnten die Massive von Tréveneuse–St. Triphon, des

---

<sup>1)</sup> B. CAMPANA (20, S. 5) zählte die Gastlosenschuppe wegen ihrer Bruch- und Schollentektonik zu den «*Rigides*»; die Trennung zwischen diesen und den «*Plastiques*» würde dann mit der Faziesgrenze des Doggers zusammenfallen. Da aber die Gastlosenkette eindeutig dem Faltenbogen der äusseren Ketten folgt, möchte ich mich in der Trennung von «*Rigides*» und «*Plastiques*» an die Originalarbeit von LUGEON und GAGNEBIN halten.

Mont d'Or-Gummfluh und der Spielgerten Vorsprünge nach SE darstellen, zwischen denen die nach NW einspringenden Lücken die später von der Breccien-Decke ausgefüllten Tröge oder «Creux» (80, S. 56) im Hornfluhgebiet und im Chablais bildeten.

Das Hornfluhgebiet, dessen nähere Beschreibung in der vorstehenden Arbeit unternommen wurde, zeigt ganz auffällig solche entweder durch Erosion oder aber tektonisch bei der Deckenabtrennung entstandene Lücken im südlichen Teil der Klippen-Decke. So bricht im E unseres Gebiets die Kette der Spielgerten am Osthang des Simmentals gegen W plötzlich ab; auf dem Westufer der Simme fehlt auf einer fast 4 km langen Strecke jede Spur der Klippen-Decke; erst in der isolierten Klippe des Amselgrates und in den kleinen Fetzen nördlich davon ist sie reduziert wieder vorhanden. Noch grösser ist die Lücke westlich des Amselgrates, wo die Klippen-Decke erst nach 9 km Unterbruch im Meyelsgrund in der Gummfluhkette wieder einsetzt. Nordwestlich der Hornfluhfalte (I) der Breccien-Decke beträgt die Lücke in der Klippen-Decke zwischen Vorder Reichenstein und Halten noch 7,5 km. Die Lücke ist demnach im N kleiner als im S. Mit Ausnahme des Gebietes von Zweisimmen-Oeschseite-Reichenstein und des Amselgrates fehlten somit wohl grössere Deckenteile der «Médianes rigides» im Gebiet der Hornfluh, südlich der Linie Zweisimmen-Gstaad zu der Zeit, als die Klippen-Decke von der Breccien-Decke überfahren wurde; es ist daher anzunehmen, dass grosse Flächen des wahrscheinlich schon verschuppten ultrahelvetischen Deckengebietes, das die Unterlage der präalpinen Decken s. s. bildet, vor dem Herannahen der Breccien-Decke unbedeckt waren.

b) Auf diese tektonisch uneinheitliche und wohl auch von der Erosion durchtalte Oberfläche glitt nach LUGEON und GAGNEBIN dann die in zwei Teile getrennte Breccien-Decke in einen Chablais-Trog im W und einen Hornfluh-Trog im E (80, S. 58) hinein. Der Deckenteil, der den Hornfluh-Trog erfüllte (und heute noch von der Tête de la Minaudaz bis zum Grathörnli eine Länge von 27 km aufweist) trennte sich in seiner frontalen Partie nochmals in zwei Bogen, während die rückwärtigen Partien ihren Zusammenhang nicht verloren (80, S. 57). Dies kommt durch das vollständige Aussetzen der Falten II und III (Numerierung JACCARD) zwischen Reichenstein und Schönried zum Ausdruck, im Gegensatz zur nahezu durchgehenden Ausbildung der Falte I von der Muntigalm über die Hornfluh in die Pointe de Videman.

LUGEON und GAGNEBIN (80, S. 57) weisen auch auf das Fehlen der Trias im Westabschnitt der Falte III hin, das in der Falte vom Vanel-Cananéen besonders auffällig ist, während bei Reichenstein und im Hüppiwald (westlich Grubenwald im Simmental) noch Triasreste der Falte III vorhanden sind. Bevor ich einen weiteren, mit dem Fehlen dieser Trias verknüpften Schluss ziehen möchte, sollen noch kurz einige stratigraphische Betrachtungen aus dem Hornfluhgebiet eingeschoben werden, die die Faziesverteilung im Lias der Breccien-Decke betreffen.

Wie aus den Kapiteln über die Unteren Kalke (S. 10) und die Unteren Schiefer (S. 11) hervorgeht, beschränken sich die unterliasischen Unteren Kalke in unserem Gebiet auf die Südostregion der Falte I und werden, wo sie vorhanden sind, durch wenig mächtige (ca. 30 m) Untere Schiefer überlagert. Geht man aber in ein nördlicheres Ablagerungsgebiet unserer Falte, wie es im Bach bei Ried im Simmental aufgeschlossen ist, so bemerkt man, dass die Unteren Kalke vollständig verschiefert und seitlich in die Fazies der Unteren Schiefer übergegangen sind, welche eine Mächtigkeit von 220 m zeigen. Demgegenüber ist im zentralen Hornfluhgebiet eine Verschieferung der Unteren Kalke gegen S nicht festzustellen.

Betrachten wir nun im Vergleich mit den Verhältnissen in der Falte I auch noch die Unteren Schiefer der Kaltenbrunnenschuppe (S. 56), die ein mächtiges Kissen unter der Falte I bildet. Im Kaltenbrunnental stehen die Unteren Schiefer dieser Schuppe in grosser Mächtigkeit an. Sie bestehen aus Kalk- und Mergelschiefern mit eingelagerten, seitlich auskeilenden Breccienbänken und zeigen eine grosse Ähnlichkeit mit den Unteren Schiefen im Riedbach oder an der Videmanette (Falte II in der Rübli-Gummfluh-Gruppe). Das Liegende der Unteren Schiefer ist im Kaltenbrunnental nicht aufgeschlossen; die Dolinen unterhalb Schwarzenberg (siehe Tafel IV), die im untern Teil der Unteren Schiefer auftreten, sprechen aber für oberflächennahe Trias. Ausgehend von diesem Anhaltspunkt für die Untergrenze kann am linken Hang des Kaltenbrunnentals auf eine maximale Mächtigkeit der Unteren Schiefer der Kaltenbrunnenschuppe von über 200 m geschlossen werden.

Beim Vergleich von Fazies und Mächtigkeit der Unteren Schiefer der Falte I mit denjenigen der Kaltenbrunnenschuppe drängt sich der Schluss auf, dass die Kaltenbrunnenschuppe ursprünglich

nördlich oder nordwestlich der Falte I gelegen haben muss; dies gilt jedoch nur für die Kaltenbrunnenschuppe und nicht für die kleineren, aus Rückfalten entstandenen Schuppen am Südhang der Hornfluhgruppe (Hornlauben, Hühnerspiel, Gräben), die alle durch die Südfazies der Unteren Kalke gekennzeichnet sind. Schon früher (S. 61) wurde der Vermutung Ausdruck gegeben, dass ausser der Triasserie südlich P. 2015 am südlichen Gantlauenengrat und den Unteren Schiefern im Kaltenbrunnental auch noch der Grossteil der Rauhwacke, die im Turbachtal die Unterlage der Falte I bildet, zur Kaltenbrunnenschuppe gehört. Somit würde sich die Kaltenbrunnenschuppe aus Trias (Quarzit und Rauhwacke), Unteren Schiefern und einer geringen Mächtigkeit Unterer Breccie (P. 2015) zusammensetzen; diese Serie lag nördlich der Falte I und wurde von ihr überfahren.

Vereinigt man nun diese Ergebnisse mit der Tatsache, dass Trias und wohl auch ein Teil der Unteren Schiefer im Ostteil der Falte III fehlen, so kann man wohl mit Recht daraus schliessen, dass die Kaltenbrunnenschuppe einen abgesicherten Teil der Basis der frontalen Falte III darstellt (immer in der wohl richtigen Annahme, dass die heutige Stellung der Falten I—III auch der ursprünglichen im Ablagerungsgebiet entspricht, wie dies auch RABOWSKI, 92, S. 140, und LUGEON und GAGNEBIN, 80, S. 41, annehmen).

Was bildete nun den Widerstand, auf den die Kaltenbrunnenschuppe stiess und der ihre Abscherung bedingte und vermutlich zugleich auch die Teilung der Frontpartie der Breccien-Decke im Hornfluhgebiet erzeugte? LUGEON und GAGNEBIN (80, S. 57) glaubten diesen Sporn, welcher der ankommenden Breccien-Decke entgegenstand, in der Klippe des Amselgrates zu erkennen. Da aber die abgeschernte Masse der Kaltenbrunnenschuppe nördlich und westlich des Amselgrates liegt, südlich davon dagegen keine Spur von aufgestauten Überresten der Breccien-Decke zu finden sind, ist es mechanisch kaum zu erklären, wie der Amselgrat diese Bremswirkung hätte ausüben sollen. Wir können eher eine Schwelle in der ultrahelvetischen Oberfläche im Bereich der Hornfluh unter der Falte I annehmen, die die Breccien-Decke an ihrer Front in einen Simmen- und einen Saanenteil trennte; sie scherte die Basis der östlichen Frontpartie ab und hielt sie zurück (Kaltenbrunnenschuppe) und bremste den südlichen Teil der Decke (die heutige Falte I), der die zurückgebliebene Kaltenbrunnenschuppe überfuhr. Die Überdeckung der «Médianes rigides» durch die Breccien-Decke musste vor der endgültigen «mise en place» der erstern abgeschlossen sein, denn die beiden Decken sind oft harmonisch miteinander verfaltet worden (RABOWSKI, 92, S. 57; LUGEON und GAGNEBIN, 80, S. 63). Es scheint sogar, dass bei den letzten Bewegungen der zwei Decken ausser den «Rigides» auch die Breccien-Decke, vor allem im Westteil der Préalpes romandes (dem oben erwähnten Saanenteil), durch Zug in einzelne Schollen zerrissen wurde (80, S. 54), die später die Falten I, II und III ergaben.

c) Betrachten wir noch, was bei der «mise en place», dem letzten Festfahren der gemeinsam sich bewegendenden Decken der «Rigides» und der Breccien-Decke in unserem Gebiet geschah. In den Deckenabschnitten, wo die Breccien-Decke auf den «Rigides» lag, also im Rübli-Gummfluh-Gebiet und Spielgerten-Zweisimmen-Gebiet, glichen sich die Schollen der Breccien-Decke denjenigen der «Rigides» an und bildeten mit diesen gemeinsame Faltenbogen, wie sie im vorigen Kapitel beschrieben wurden (Westbogen Mont d'Or bis Meyelsgrund-Halten, Ostbogen Gantlauenengrat-Reichenstein bis Westfuss der Burgfluh). Wo aber die «Rigides» fehlten und die Breccien-Decke direkt auf der ultrahelvetischen Unterlage ruhte, d. h. zwischen den beiden Bogen drin, konnte sich die Breccien-Falte I zwischen Gstaad und Gantlauenengrat zu einem selbständigen, kleinen Faltenbogen entwickeln, wie dies im letzten Kapitel schon gezeigt wurde. Dabei riss die Verbindung der Hornfluh mit der Falte I im Meyelsgrund in den jurassischen Sedimenten ab, während sich an der Stirn der Falte die Flyschmassen der Eggli-Saenenmöser-Zweisimmen-Flyschmulde übereinanderschoben und anhäuften.

In die Zeit der «mise en place» fällt auch die Bildung der Rückfalten im Rücken des selbständigen Bogens der Hornfluhfalte zwischen dem Gantlauenengrat und dem Gfell, deren Entstehung man sich folgendermassen erklären kann:

Die Unteren Schiefer der Kaltenbrunnenschuppe erzeugten unter der Falte I, deren Front die Schuppe überfahren hatte, einen Längswulst, der eine flache Lagerung der ihn bedeckenden Hornfluhsedimente zur Folge hatte (z. B. Osthang des Kaltenbrunnentales). Die flache Lagerung der hangenden Sedimente wurde weiter noch mitbedingt durch die mächtige Ausbildung der Rhätbreccie, die hinter dem Wulst

der Kaltenbrunnenschuppe aufgehalten wurde. Dadurch konnte sich der Druck der nachdrängenden, heute erodierten Teile der Hornfluhfalte nicht mehr in die Front der Falte, die schon festgefahren war, fortsetzen; vielmehr bohrten sich diese rückwärtigen Deckenteile in den Südteil der Kaltenbrunnenschuppe ein und bildeten dabei die nach S überkippten und oft zu Schuppen ausgequetschten Rückfalten. Eine Verfaltung mit dem liegenden Flysch der «Fenêtre mitoyenne» konnte nicht festgestellt werden. Ganz ähnliche Rückfalten in der Basis der Breccien-Decke sind bekannt vom Westrand der Breccien-Decke im Chablais (z. B. La Truche im Tal von Morgins, 140, und Notice expl., S. 1 und 6).

Das Clivage, das die dichten, grauen Kalke der Oberen Breccie durchsetzt (S. 21), muss vor der «mise en place» gebildet worden sein, da seine Richtung und sein Winkel zum Schichtverlauf der Oberen Breccie nicht von der heutigen Krümmung der Faltenstirn abhängig sind, sondern mehr oder weniger konstant bleiben. Wann aber das Clivage entstanden ist — ob schon bei der Lostrennung der Breccien-Decke aus ihrem Sedimentationsbecken oder erst beim Vormarsch in den jetzigen Raum —, kann kaum entschieden werden.

d) Als letzter, unser Gebiet noch stark beeinflussender tektonischer Vorgang erfolgte nach der Auffassung von LUGEON und GAGNEBIN die «mise en place» der Niesen-Decke mit ihren mächtigen Flyschmassen. Diese Decke senkte sich in die ultrahelvetischen Schuppen und Decken südlich der «Médianes rigides» und trennte dabei die «Fenêtre mitoyenne» von der Sattelzone. Die Niesen-Decke war es auch, die die Schollen der «Médianes rigides» und der darüberliegenden Breccien-Decke aufrichtete (80, S. 77) und die Bogen der «Rigides» zusammendrängte. Im Hornfluhgebiet und seiner Nachbarschaft wurde besonders die Spielgertenmasse nach N gedrängt und steilgestellt, was eine Schleppung der Breccien-Falte I zur Folge hatte und zur Bildung der Flexuren in der Flühweid und zu den Brüchen im Simmental führte; die letzteren entstanden wohl deshalb, weil der Druck am Westrand der Spielgertenmasse am grössten war. Gleichzeitig wurde wahrscheinlich auch die Schuppe des Amselgrates verdreht.

Werfen wir noch einen Blick auf die Krümmung der Niesen-Decke, die wir schon im vorangegangenen Kapitel kurz gestreift haben. LUGEON und GAGNEBIN (80, S. 78) erblickten darin eine Folge der ungleichmässigen Bremswirkung der Préalpes gegenüber der Niesen-Decke. Da wir aber diese Krümmung der Faltenachsen vom «angle rentrant de Saanenmöser» im Gebiet der «Rigides» über die Niesen-Decke bis in die helvetischen Decken verfolgen können (S. 80), wo der einspringende Winkel mit der axialen Depression zwischen dem Aar- und Mont-Blanc-Massiv zusammenfällt, lässt sich die Frage aufwerfen, ob hier die Ursache nicht eher in der Tiefe und im S als im N (im tektonischen Rückland als im Vorland) zu suchen sei. Es ist kaum anzunehmen, dass dieser einspringende Winkel, der sich bis in die Plaine morte erkennen lässt, nur auf der leichteren Kompressibilität der beiden Enden des äusseren Préalpes-Bogens (der «Médianes plastiques») beruht; vielmehr scheinen intensive Bremsung in der Tiefe im Zentrum des alpen-einspringenden Bogens nördlich der axialen Massivdepression und erhöhter Vortrieb an den beiden Enden des Bogens, verursacht durch nachgewiesene späte Hebung der Massive beiderseits der Wildstrubel-depression, für die Form des nach SSE einspringenden Bogens verantwortlich zu sein.

---

## D. Quartär

### 1. Moränen

Die wichtigsten Moränen unseres Gebietes wurden schon 1906 durch F. NUSSBAUM (86) im Zusammenhang mit der gesamten Saanevergletscherung eingehend beschrieben und nach ihrem Alter gegliedert. Wir können uns deshalb hier auf zusammenfassende Bemerkungen und Ergänzungen beschränken.

Die Moränen der Haupttalgletscher der Simme (im E) und der Saane mit Laubach und Turbach (im W), werden charakterisiert durch Geschiebe und erratische Blöcke aus dem Niesenflysch, den Préalpes internes und dem Helvetikum (letzteres fehlt im Turbach), also durch polygene Niesenbreccien, Wildflyschkomponenten (z. B. exotische Granite, selten!), Nummulitensandstein und Urgonkalk. Daneben finden wir auch eine grosse Zahl von Moränen lokaler Gletscher mit typischen Gesteinen aus der Serie der Breccien-Decke, wobei vor allem die Untere Breccie die am leichtesten erkennbaren Geschiebe liefert.

#### a) Die Haupttalgletscher

Saanegebiet. Während der maximalen Vergletscherung der Würm-Eiszeit sandte der mit dem Turbach- und Lauenengletscher vereinigte Saanegletscher einen Arm nach NE über die Saanenmöser ins Tal der Kleinen Simme (86, S. 40), so dass das Hornfluhgebiet auf drei Seiten durch den Turbach-Saanegletscher eingerahmt wurde. Eine ganze Reihe von obersten Moränenaufschlüssen dieses Gletschers geben uns Anhaltspunkte für die Höhe des Eisrandes während dieser Vereisungsperiode. Die südlichsten und höchsten Moränen des Turbachgletschers finden sich am Westhang des Amselgrates auf 1760 m, wo der ganze sanfte Abhang zwischen Reulisen und unterer Zwitzeregg durch Turbachmoränen bedeckt ist (Fig. 9, S. 67). Nach einem Unterbruch zwischen Rotengraben und Mattengraben finden wir die Moräne wieder zwischen Gross und Klein Eigen, wo sie noch bis auf 1610 m hinaufreicht. Auf der Flanke südlich des Gfells finden wir sie bei P. 1458 auf 1480 m, am Westhang des Gfellsgrabens bei Stutz auf 1490 m (Tafel V). Dasselbe Moränenniveau lässt sich auch am Nordwesthang der Hornfluh über die Brände in die Wittern weiterverfolgen, wo sich die höchsten Saanegeschiebe auf einer Höhe von 1450—1400 m befinden (z. B. auf 1420 m, 500 m westlich des Tiefenbaches). Die Moräne des Saanegletschers ist hier aber durchwegs mit lokalem Material vermengt, da die Lokalgletscher nach dem Zurückweichen des Hauptgletschers noch vorstiessen und die Hauptmoräne überfahren und ausglätteten (86, S. 182), stellenweise sogar ganz ausräumten. Östlich des Tiefenbaches kann das Niveau nicht mehr mit Sicherheit festgestellt werden.

Zwischen den Saanenmösern und Gstaad lässt sich eine Anzahl von Rückzugsphasen des Saanegletschers erkennen, die NUSSBAUM (86, S. 64) alle zum Bühlstadium zählt. Er unterscheidet drei Hauptphasen (Endmoränen des Hauptgletschers in Château-d'Oex, Saanen und Gstaad), von denen jede wieder unterteilt werden kann. Ein erstes Rückzugsstadium riegt mit einer Endmoräne, die nördlich des Bahnhofs von Saanenmöser den kleinen Hügel (ca. 1290 m) bildet, den dortigen Sumpf gegen E ab. Eine Seitenmoräne dieses Stadiums bildet in den Kesslerfängen einen Wall von 300 m Länge auf Höhe 1330 m. Die Endmoräne eines zweiten Stadiums trennt mit einer kleinen Erhebung (P. 1272) die Sümpfe von Saanenmöser und Schönried-Moos. Der obere Rand der südöstlichen Seitenmoräne dieses Stadiums zieht sich von den Saanenmösern bis ins Schlittmoos mit einer fast konstanten Höhe von 1280 m. Ein dritter Rückzugswall dieses Armes des Saanegletschers bildet den Abschluss des Schönried-Mooses nach W (P. 1248). Sowohl im Moos von Schönried sowie in demjenigen von Saanenmöser kam bei Drainagearbeiten unter jungem Torf weisse Seekreide zum Vorschein.

Drei weitere von der Erosion verschonte Relikte von Seitenmoränen, die jünger sind als das Stadium von Schönried, ziehen sich in drei Niveaux (1220—1200 m, 1160 m und 1150—1100 m) vom Felskopf

von Ober Bort am Neueret vorbei gegen Gruben, deren unterstes sich über Bühl in das Zungenende unterhalb Saanen fortsetzt (86, S. 57), während das erste Saanenmöserstadium mit den Moränen bei Château-d'Oex in Verbindung zu bringen ist.

Bei der nächsten grösseren Rückzugsphase hat sich der Saanegletscher von demjenigen des Lauenen- und Turbachtals getrennt; ein Überbleibsel seiner Endmoräne bildet den Hügel südwestlich des Bahnhofs Gstaad, der durch einen früheren Lauf des Lauibachs gegen E isoliert und durch den heutigen Lauf im S angeschnitten wurde (51, S. 81; 86, S. 57). Als Mittelmoräne zwischen Saane- und Lauenengletscher findet man die südliche Fortsetzung dieses Walles in den Windspillen. Der Lauenen- und der Turbachgletscher, deren Zungen sich in diesem Stadium im Becken zwischen Bissen und Ober Bort noch berührten, hinterliessen keine deutlichen Endmoränen.

Erst in einem nächsten Stadium, in welchem sich die Trennung des Lauenen- und Turbachgletschers schon vollzogen hatte und das vermutlich der Endmoräne des Saanegletschers im Boden südlich Gstaad entspricht (86, S. 59), finden wir wieder Endwälle der beiden ersten Gletscher, so bei Trom-Gmündten im untersten Lauenental (86, S. 74) und nordöstlich Bissen im unteren Turbachtal. Der ganze Boden des Turbachtals wird oberhalb Bissen durch mächtige Moränenablagerungen bedeckt, die mit wenigen Ausnahmen nicht höher als 1400 m hinaufreichen, ohne dass aber einzelne Wälle besonders hervortreten würden. Erst südlich des Rotengrabens steht die Talbodenmoräne in Verbindung mit derjenigen auf dem Plateau von Zwitzeregg-Reulisen.

Simmental. Die Ablagerungen des Simmengletschers lassen sich viel weniger gut in einzelne Elemente gliedern, als dies beim Saanegletscher der Fall ist, da die lokalen Gletscher am Gantlauenengrat, im Kesselgraben und im Reulisengraben durch nachträgliche Vorstösse ihr Material mit demjenigen des Hauptgletschers vermischten; ferner verwischten nachträgliche Rutschungen und Sackungen an dem steilen Hang gegen St. Stephan alle ehemaligen Moränengrenzen.

Der unterste mächtige linke Flügel einer Endmoräne des Simmegletschers bedeckt den Nordausläufer der Eggweid bei Halten von Zweisimmen bis etwa 1200 m, wo unter Lokalmoräne die obersten Simmeschiebe auffindbar sind. Auf einem Seitenwall einer jüngeren Rückzugsphase stehen die Häuser nördlich des Weilers Moosbach auf 970 m.

Am Abhang gegen St. Stephan zieht sich die obere Grenze des Simme-Erratikums von etwa 1400 m am Buchsbühl bis auf 1250 m am Riedgraben, doch ist diese Grenze nirgends durch einen Wall gekennzeichnet. Einem tieferen Eisniveau entspricht ein kleines Wallstück auf 1070 m im Scheuergut nördlich des Kapfgrabens. Fast der ganze linke Hang des Simmentals ist südlich der Flühweid durch Moräne bedeckt; die Aufschlüsse des Anstehenden treten stark zurück (Fig. 8).

## b) Die Lokalmoränen

Mit Ausnahme des steilen Südhanges gegen das Turbachtal findet man allenthalben im Hornfluhgebiet Spuren grösserer Lokalglatscher, die auf der schwachen Nordabdachung des Hornfluhgebietes als flache Zungengletscher, im E und im W aber als Hängegletscher mit starkem Gefälle in Erscheinung traten.

Am Osthang gegen das Simmental kann man die Moränen folgender Gletscher unterscheiden: Der südlichste, unserem Gebiet noch Material liefernde Gletscher folgte dem heutigen Reulisenbach und entsprang im Kar des Mattenbergli am Nordhang des Reulisenhorns. Bei grösserer Ausdehnung trat er wohl über den Hügel von Birren-Buchsbühl hinaus und brachte die Niesenflyschgerölle, die die Hauptmasse seiner Moränen ausmachen, in die Gegend von Würtenbühl-Sperberwald. Bei seinem Rückzug liess er zwischen der Reulisenalp und dem Gipslager von Gummenen eine prachtvolle Seitenmoräne zurück und bedeckte mit einer mächtigen Moränenplatte den oberen Graben und die Alp von Reulisen. Vom oberen Rand des Amselgrates hingen kleine Hängegletscher herunter, die den oberen Kesselgraben vorwiegend mit Malmmoränen ausfüllten; die höchsten Endmoränen am Amselgrat sind noch auf 1830 m erkennbar. Eine ganze Reihe von Hängegletschern, die unter sich mehr oder weniger zusammenhingen, bekränzte den Gantlauenengrat vom P. 2015 im S bis gegen die Flühweid; zwei Stadien von Endmoränen sind erhalten geblieben. Die tiefere Moränenkette, oft aus zwei oder drei Wällen bestehend, zieht sich

von der Anwürfi über dem Flyschauflschluss von Längenbrand (Fig. 8) durch bis in den oberen Teil der Ritz (von 1540 m bis auf 1450 m absinkend) und findet sich in letzten Spuren auf 1300 m nordwestlich Bleiken; die höhere folgt dem Steilhang des Gantlauenengrates von den südlichsten kleinen Endmoränen bei Hüntenbergli (auf ca. 1900 m) über Gantlauen und den Lauizug bis auf 1400 m westlich Bleiken. Während die tiefere Moränenkette wahrscheinlich bis zu einer Seitenmoräne des Simmengletschers hinabreichte und diese überdeckte, bildet die höhere eine letzte selbständige Moränengirlande vor dem endgültigen Abschmelzen der Gletscher.

Gegen NE floss der Rinderberggletscher, der seinen Ursprung im Kar des Rinderbergs hatte und dem Tal des Moosbaches folgte. Bei hohem Eisstand trat er nach N über den Hügelzug der Eggweid und lagerte die Endmoräne von Weihermatten ab, die sich von P. 1230 der Höhenlinie 1200 m entlang bis zur Strasse Zweisimmen–Fang verfolgen lässt. Weitere Rückzugsstadien befinden sich auf 1300 und 1350 m, wo im Fang und im Moosbachgraben kleinere Wälle abgelagert wurden, ferner oberhalb 1500 m, wobei die ganze obere Moosbachmulde und der Rinderberg von einer dünnen Moränenschicht bedeckt wurden. Gegen W vereinigte sich der Rinderberggletscher wahrscheinlich mit einem kleinen Gletscher, der nördlich P. 1892 seinen Anfang nahm und dessen Moränenschutt im Wallenboden zwischen Fidertschi und Rinderberg liegt. Der oberste Endmoränenwall des Rinderberggletschers überquert auf 1770 m das Kar zwischen P. 1892 und 1841,1.

Grosse Moränenmassen lieferten die nach N gerichteten Lokalgletscher, die den Tälern des Kaltenbrunnenbachs, des Baches Saanersloch–Kübeli–Egg und des Tiefenbachs folgten.

Der Kaltenbrunnengletscher reichte beim Höchststand der Würm-Eiszeit bis zur Kleinen Simme, wo er sich mit den Gletschern des Hunsrückgebietes vereinigte. Bei seinem Rückzug liess er mächtige Moränenmassen zwischen Oeschseite und dem östlichen Saanenwald zurück. Ein erstes stationäres Stadium ist bei Klusweiden in einer schwachen Endmoräne zu erkennen, ein zweites in einem deutlichen Wall auf dem linken Ufer des Kaltenbrunnenbachs in der nordöstlichen Fortsetzung des Grates bei P. 1641,1. Bis in den Kessel von Ober Kaltenbrunnen–Schwarzenberg wird der Boden des Tales durch Moräne eingenommen, die durch viele Schuttkegel randlich überdeckt wird. Die Rückzugsmoränen auf 1500 und 1600 m, die NUSSBAUM erwähnt (86, S. 181), sind nicht sehr deutlich. Die höchsten Wälle befinden sich in Oberkaltenbrunnen, oberhalb der Hütte P. 1792 und beim Stall nordöstlich davon (Fig. 6, S. 55).

Die Moränen des Gletschers, dessen oberes Ende auf der Saanerslochalp und an der Saanerslochfluh lag, vereinigen sich westlich des Baches zwischen Egg und Saanenwald mit denjenigen des Kaltenbrunnengletschers. Am linken Ufer und oberhalb des Saanenwaldes lässt sich aber eine Anzahl von Rückzugsmoränen erkennen; eine erste zwischen 1320 und 1380 m, eine zweite auf 1440 m, die sich zu P. 1507 hinaufzieht, zwei weitere im Kübeli auf 1560 und 1680 m und eine letzte auf der Saanerslochalp zwischen 1820 und 1860 m, die dem Ostfuss der Saanerslochfluh folgt. Die vermeintliche «Frontalmoräne» des kleinen Kars, die JACCARD (51, S. 95) erwähnt, besteht nicht aus Moränenmaterial, sondern ist eine Bank Unterer Breccie, die unter der Hütte von Saanersloch durchstreicht. Auch die Nordwestflanke der Saanerslochfluh war von einem Hängegletscher bedeckt, dessen unterste Moränen sich mit denjenigen des Hornberggletschers im Saanenwald vereinigen; er hinterliess kleine Moränen auf 1480 m Höhe auf einem Terrassenrand und auf 1540 m, ferner letzte Rückzugsmoränen zwischen dem Hasenloch und dem Skihaus Kübeli auf 1570 bis 1590 m.

Mächtig sind auch die Ablagerungen des Hornberggletschers, der dem Tiefenbach folgte. In seiner maximalen Ausdehnung verlief seine Front auf der Linie Saanenmöser–Ebene Weid–Wäflernweid; diese erreichte er wahrscheinlich in einem Vorstoss kurz nach dem ersten Zurückweichen des Saanegletschers. Er hatte eine doppelte Firnmulde; auf dem Plateau im Ober Läger westlich des Hühnerspiels einerseits und im Kessel zwischen Hühnerspiel und Saanerslochfluh (Seiberg) andererseits. Eine erste Rückzugsmoräne hinterliess er zwischen 1420 und 1460 m, eine zweite zwischen dem Hasenloch und P. 1567 und eine dritte (mehrfache) im Unter Läger. Vom Unter Läger bis zum Nordfuss des Hühnerspiels zieht sich eine Mittelmoräne, die die Gletscher der beiden Firnmulden trennte; am Fuss der Saanerslochfluh ist die östliche Randmoräne der zweiten Firnmulde noch sehr gut erhalten. Eine kleine Girlande

letzter Endmoränen findet sich am Westfuss des Grates Horntauben—P. 1949,7 zwischen 1800 und 1830 m (Fig. 7).

Die westlichsten Lokalmoränen unseres Gebietes sind am Nordwest- und am Westhang der Hornfluh erkennbar. Ein erster Gletscher floss, auf dem flachen Plateau nördlich der Hornfluh beginnend, über die Hänge der Alpen Horneggli und Haldisbergli gegen die Wittern, wo sich seine Moränen mit denjenigen des Saanegletscherarms vereinigten. In verschiedenen Rückzugsstadien liess er Moränen zurück, zunächst westlich und südwestlich P. 1483, dann einen langen Moränenwall, der 300 m südwestlich P. 1567 auf 1570 m beginnt und sich bis gegen Haldisbergli verfolgen lässt, und zuletzt einen kleinen Endwall bei den Hütten von Horneggli (P. 1634). Ein zweiter Hängegletscher nahm seinen Ursprung am westlichen Felshang der Hornfluh und folgte der Runse des Erbsernbaches. Nach dem Höchststand des Saanegletschers (1420 m) stiess auch dieser Lokalgletscher im Bühlstadium bis auf 1350 m vor, wobei er das Bachbett des Erbsernbaches mit Moränenschutt ausfüllte und westlich und nördlich P. 1393 eine deutliche Endmoräne ablagerte, die sich auch in den Bränden auf 1400 m wieder nachweisen lässt. Ein kleiner Wall zwischen 1480 und 1520 m auf der Südseite des oberen Erbsernbaches deutet auf ein Rückzugsstadium dieses Gletschers. Die Spuren eines letzten, am Südwestfuss der Hornfluh entspringenden Gletschers erkennt man in den Mulden oberhalb der beiden Grubenbäche zwischen 1500 und 1620 m. Vor seinem Abschmelzen liess dieser Gletscher auf dem Plateau des oberen Gfells eine undeutliche Endmoräne auf 1830 m zurück.

### c) Zusammenfassung

Als einzige Gletscherablagerungen der Risseiszeit können einige Blöcke von Niesenbreccie in der Nähe des Amselgratgipfels auf 1860 m gedeutet werden; sie wären vom Turbachgletscher dorthin gebracht worden. Alle übrigen Moränen des Hornfluhgebietes wurden in der Würmeiszeit abgelagert.

Bei seinem Maximum in der Würmeiszeit sandte der Saanegletscher einen Seitenarm über die Saanemöser ins Tal der Kleinen Simme. Auch der Simmegletscher hatte ein Eisniveau von 1400 bis 1500 m. In den ersten Rückzugsphasen der Hauptgletscher stiessen die Lokalgletscher vor und überfuhren die Moränen der Hauptgletscher, wobei eine Mischung des Moränenmaterials stattfand (86, S. 200). Bei weiteren Rückzugsphasen des Bühlstadiums trennten sich der Saane-, Turbach- und Lauenengletscher südlich Gstaad voneinander, und die lokalen Gletscher zogen sich in mindestens vier Phasen in ihre Firngelände zurück (Endmoränen auf 1300—1350 m, um 1450 m, 1550—1600 m und 1650—1720 m). Das nächste und letzte Rückzugsstadium, in welchem die vielen kleinen Moränenkränze der Lokalgletscher zwischen 1800 und 1900 m abgelagert wurden, fällt vermutlich schon ins Gschnitzstadium, das NUSSBAUM (86) in den benachbarten Gebieten des Giffnerhorns (S. 193) und des Hundsrücks (S. 171) glaubte feststellen zu können.

## 2. Bergstürze, Gehängeschutt und Schuttkegel

### a) Bergstürze

Geologisch und morphologisch sind die wenigen und kleinen Bergstürze, die sich im Hornfluhgebiet ereigneten, von geringer Bedeutung. Der Vollständigkeit halber sollen sie aber dennoch aufgezählt werden.

Hasenlochbergsturz. Aus einer von weitem sichtbaren Felsnische in der Oberen Breccie zwischen dem Hasenloch und der Saanerslochfluh ist als Bergrutsch eine grössere Masse von Kalken der Oberen Breccie herausgeglitten und hat sich, innerlich stark zerbrochen und verschuppt, in nahezu horizontaler Lagerung zwischen dem Hasenloch und dem Tiefengraben angehäuft (die Waldgrenze nordwestlich des Hasenlochs gibt den ungefähren Verlauf der Schuttmassen an). Als Gleitmittel dienten die im unteren Teil der Oberen Breccie eingelagerten roten Ton- und Kieselschiefer, die im Tiefenbach auf 1590 m anstehen (S. 24) und auch rund um den Bergsturz herum aufgeschlossen sind (Profil 10 und tektonische Übersichtskarte Tafel I). JACCARD (51, S. 96), der den Bergsturz erkannt und beschrieben hat, hielt die roten Schiefer für «Schistes ardoisiers». Die Rutschung muss so zustande gekommen sein, dass die steilstehenden, stellenweise überkippten Kalke der Oberen Breccie mit den roten Tonschiefern an der Basis von ihrer Unterlage abgeglitten und auf dem Flysch nach NW gerutscht sind, wobei die roten

Schiefer durch die Masse der Kalke an den Rand und an die Front der Rutschung geschoben wurden. Das Alter des Bergrutsches muss vor- oder interglazial sein, da die Moränen der Würmeiszeit bei den Hütten von Hasenloch darüber abgelagert wurden, die roten Tonschiefer aber als Fenster (südwestlich der Hütten) darunter hervortreten.

Hornfluh. Drei kleinere Felsstürze aus Material der Unteren Breccie sind am Gipfel der Hornfluh ausgebrochen; der eine liegt im N und NW zwischen 1740 und 1820 m, der zweite im W auf 1820 bis 1870 m und der dritte am Ostfuss zwischen Hornfluh und Ober Läger, auf den mit lockerem Tannenwald bestandenen Weiden am Fuss des felsigen Sporns der Hornfluh.

Gantlauenengrat. Zwei unbedeutende Felsstürze finden sich am Westhang des südlichen Gantlauenengrates (Fig. 6, S. 55). Der erste ist aus einer kleinen Runse westlich P. 2015 ausgebrochen, und seine Schuttmassen liegen zwischen 1880 und 1920 m zwischen Oberkaltenbrunnen und P. 2015. Er besteht aus Unterer Breccie der Kaltenbrunnenschuppe von P. 2015. Der zweite, aus liasischen Unteren Kalken bestehend, befindet sich 500 m nördlich des ersten, unmittelbar nördlich des oberen Stalles von Oberkaltenbrunnen auf 1860 m.

Längenbrand. Die von der kleinen Dolomitlamelle losgebrochene und mit Moräne vermischte und verrutschte Felsmasse südlich Längenbrand kann nicht als einheitlicher und einmaliger Felssturz aufgefasst werden (Fig. 8, S. 65), sondern ist einer Anzahl von Abbrüchen und Rutschungen zuzuschreiben.

Bergsturz südlich Blankenburg. Der nur geographisch, nicht aber dem Material nach in unser Gebiet gehörende Bergsturz, der den wenig mächtigen Riegel quer durch das Simmental 700 m oberhalb Blankenburg bildet, besteht aus Malm der Spielgarten-Scholle der Klippen-Decke und ist aus einer mächtigen Nische im Maulenbergwald (mit P. 1745 als höchstem Randpunkt) ausgebrochen. Vor der Korrektur der Simme anlässlich des Bahnbaues Zweisimmen–Lenk folgte der alte Simmelauf — vom Würzacker herkommend — dem südlichen Rand des Bergsturzes und bahnte sich bei P. 959,3 einen Weg durch die Schuttmassen. Der Bergsturz ist erstmals auf der Gletscherkarte von NUSSBAUM (86) dargestellt worden.

#### **b) Gehängeschutt und Trockenschuttkegel**

In der Serie der Breccien-Decke liefern die Dolomite, Kalke und Breccien — von der Trias bis zur Oberen Breccie — eine Menge Gehängeschutt, der einen grossen Teil der steileren Abhänge unseres Gebietes bedeckt und die meisten Schichtgrenzen unter sich begräbt. Letzteres trifft natürlich besonders dort zu, wo härtere Schichten orographisch höher liegen als die anschliessenden weicheren, wie dies in der Regel bei der Grenze Obere Breccie (bzw. Couches rouges)–Flysch und der Grenze Untere Breccie–Tonschiefer der Fall ist.

Ausgesprochene Trockenschuttkegel findet man an beiden Seiten des Kaltenbrunnentals, an den Abhängen der Saanerslochfluh und an der Hornfluh sowie am Osthang des Gantlauenengrates bei Gantlauen und im Lauizug. Durch lange, im Malm der Klippen-Decke typische Schuttrunsen ist der östliche Abhang des Amselgrates gekennzeichnet. Ähnliche, durch Gehängeschutt aus Triasdolomit, Rhät und Unteren Kalken erfüllte Runsen ziehen sich auch gegen das Turbachtal, so z. B. in den «Gräben», dem oberen Mattengraben am Hühnerspiel und am Südhang der Horntauben gegen den Taubengraben.

Das meiste Schuttmaterial entstammt der Unteren Breccie.

#### **c) Bachschuttkegel**

Grössere Bachschuttkegel sind beschränkt auf die Täler der Simme, der Saane und des Turbachs.

Simmental. Das Dorf Zweisimmen steht auf dem grossen Schuttkegel der Kleinen Simme, der die Grosse Simme an den rechten Talrand drängt. Simmentalaufwärts finden wir den kleinen Schwemmkegel des Moosbaches, der stark zurücktritt gegenüber dem grossen rechtsufrigen Schuttkegel des Betelriedbaches. Kleine, einander überschneidende Schuttkegel haben die Bäche von Ried, Bleiken und vom Ritz abgelagert, auf denen das Dorf Ried steht. Der Kapfbach bildet ebenfalls nur einen unbedeutenden Schuttkegel. Der Simmelauf zwischen Stöckli und dem Moos wird aber durch den mächtigen rechtsufrigen Schuttkegel von St. Stephan bestimmt, welcher die kleineren Schwemmkegel des Kesselbaches und des Reulisenbaches stark zurückdrängt.

Auf der Schwemmebene der Saane lassen sich drei kleine Schuttkegel erkennen, derjenige des Erbsernbaches, der des Baches von Grüben und der des Neueretbaches nördlich Gstaad. Gstaad selbst steht auf Schuttkegeln des Lauibaches, und zwar auf einem spätdiluvialen (S. 85), der nördlich und nordöstlich des isolierten Moränenhügels von Gstaad liegt, und dem rezenten Lauibachschuttkegel, der zwischen Gstaad und Rüti die Saane an den linken Talrand drängt.

Im Turbachtal bilden alle von der rechten Talseite zufließenden Wildbäche von den Gräben bis zum Reulisenbach deutliche Schuttkegel, die sich auf der Moräne des Talbodens ausbreiten und sich teilweise überschneiden. Die von S zufließenden Bäche von Scheidbach-Turnels und aus der Berzgum sind tief in die Moräne eingeschnitten und weisen keine Schuttkegel auf.

### 3. Rutschungen

Obschon das an Flysch reiche Gebiet der Saanenmöser und von Oeschseite durchaus für Rutschungen geeignet wäre, sind keine grösseren Rutschmassen an der Nordseite des Hornfluhgebietes nachweisbar, dagegen trifft man in den Bachläufen häufig kleinere Sackungen und Hakenwurf. Vermutlich ist die Gesamtneigung des Nordhanges zu gering, um Rutschungen grösseren Ausmasses entstehen zu lassen, wie sie z. B. am Eggli westlich Gstaad vorkommen.

Verbreitet sind aber lokale Rutschungen und Sackungen von Moräne, Unteren Schieferen der Breccien-Decke und Flysch der ultrahelvetischen Schuppen am Hang gegen die Simme zwischen Riedbach und Kesselgraben. Das ausgesprochenste Sackungsgebiet bildet dort der Graben vom Gschwend südlich der Anwüri, wo ein Gebiet von einem Viertel Quadratkilometer in Rutschung begriffen ist, das aus stark durchtränktem Moränenmaterial und weichen Flyschschiefern und Mergeln der Schuppe IV zusammengesetzt wird.

Eine kleine Rutschung lässt sich im Turbachtal zwischen dem Heimweid- und dem Rotengraben beobachten. Aus einer Nische auf 1600—1680 m ist ein grösseres Flyschpaket herausgerutscht, das im oberen Teil als Sackung erscheint, im unteren aber als eigentliche Rutschung bis auf den Talboden gelangt ist.

Zwischen der Mündung des Moosbaches und der flachen Rippe zwischen Halten und Fang fällt eine eigenartige Rutschung, ein eigentlicher Schuttstrom auf (S. 35), der in einem auf der neuen Landeskarte eingezeichneten Anriss auf 1150 m beginnt und in einer schmalen Zunge bis auf den Talboden bei der Häusergruppe Moosbach hinabreicht. Der Strom hat eine Länge von 600 m, ist aber nirgends breiter als 100 m (im Durchschnitt 70 m) und besteht ganz aus Moränenmaterial der Simmenmoräne. Er ist auf eine reiche Quelführung in seinem Anrissgebiet zurückzuführen. In seinem oberen Teil hat er auf der Südseite das Ophiolithvorkommen vom Moosbach freigelegt.

### 4. Quellen

Das Hornfluhgebiet ist reich an kleinen Schicht- und Schuttquellen mit Ausnahme der triasischen Regionen der Schuppenzone und der Breccien-Decke und des Gebiets mit anstehender Unterer Breccie.

Als Quellhorizonte möchte ich folgende Schichten und Schichtgrenzen erwähnen, die teils sehr gut (= \*), teils deutlich (= \*\*) oder nur an einzelnen Stellen (= \*\*\*) zu erkennen sind:

Flysch der ultrahelvetischen Schuppen. . . . .	***
(Quellen des Tauben-, Heimweid- und Rotengrabens)	
Auflagerungsfläche der Breccien-Decke. . . . .	***
(Quelle des Mattengrabens, Sumpfreion von Äusser Parwengen-Gantlauen)	
Rhätschiefer. . . . .	***
(Quellen im Eigengraben, grosse Quelfassung im Gfellgraben)	
Grenze Untere Schiefer—Untere Breccie (nur im NE) . . . . .	**
(Quellen des Riedbaches und seiner Abzweigung)	
Tonschiefer (nur kleine Quellen, aber durchgehend) . . . . .	*
Grenze Obere Breccie (bzw. Couches rouges)—Flysch. . . . .	*
(Quellen des Moosbaches, der Bäche in der Oeschseite, im Saanenwald und in der Wittern)	

Flysch der Breccien-Decke . . . . . \*\*  
(Viele kleine Quellen, meist versumpft)

Schuttquellen treten aus Gehängeschutt und Moränen aus. So entspringen die Bäche des Ritz, des Kapfgrabens und des Gschwendgrabens am Simmentalhang aus deutlichen und ertragreichen Moränenquellen. Zwei Quellen entspringen unter dem Gehängeschutt am Nordostfuss der Horntauben im Kessel zwischen Schwarzenberg und Gruben. Auch die Quellen des Tiefenbaches im Hornberg und die des Erbsernbaches sind als Schuttquellen aufzufassen.

## 5. Probleme der Talbildung

Obschon sich die ausgedehnten Flyschgebiete zwischen der oberen Simme und Saane nicht dazu eignen, alte Tal- und Erosionsformen über längere Zeitabschnitte zu konservieren, möchten wir dennoch einen Blick auf die Talgeschichte des Hornfluhgebietes und seiner Umgebung werfen, um die Zusammenhänge zwischen Talbildung und geologischem Bau näher zu beleuchten.

Unterhalb der Gipfel zwischen 1900 und 2100 m, die vermutlich einer jungmiozänen-pliozänen Gipfelflur dieser Höhe zwischen Simmen- und Diemtigtal angehören (5, S. 151), finden wir eine Reihe von Terrassen und Wasserscheiden, die sich in drei mehr oder weniger deutlich getrennte Niveaux gliedern lassen und Überreste von Talböden voreiszeitlicher Flussläufe der Simme und Saane darstellen. Anhaltspunkte und Vergleichsmöglichkeiten mit dem Simmental und dem übrigen Oberland erhalten wir vor allem durch die Werke von PENCK und BRÜCKNER und R. STAUB (121) sowie durch die Arbeiten von P. BECK (5, 6, 7) und McCONNELL (84).

Während der vorglazialen Erosionszeit im jüngsten Tertiär, in der sich die Alpendurchtalung in den grossen Zügen zur heutigen Ausbildung entwickelte, vereinigten sich die ehemalige Saane und Simme noch im Gebiet der Simmentalflyschmulde und flossen gemeinsam der Aare zu (121, S. 73). Wo die Vereinigung der beiden Flüsse stattfand, ist schwer zu beurteilen, doch glauben wir annehmen zu können, dass sich der Zusammenfluss mit dem Einschneiden in die Tiefe sukzessive gegen S verlagerte und zuletzt in der Gegend von Zweisimmen liegen musste.

Ein erstes, höchstes Terrassenniveau liegt zwischen 1700 und 1850 m. Am linken Simmentalhang lässt es sich in unserem Gebiet und seiner Nachbarschaft von Reulisen-Gummenen über die Alp Gantlauenen bis auf den Rücken östlich Schwarzensee (Falte III der Breccien-Decke mit P. 1751,8 als höchster Erhebung) verfolgen. Im Saanegebiet erkennt man dasselbe Niveau im Rücken der Hohen Windspillen, an der Hornfluh im Plateau des Gfell und nördlich der Hornfluh, das sich auch mit der breiten und flachen Wasserscheide des Neuenberg zwischen Hundsrück und Schwarzensee in Verbindung bringen lässt. In der nördlichen Verlängerung der Windspillen finden sich jenseits Saanen die beiden Übergänge ins Tal von Abländschen (Gruben und Schneit), die gleichfalls in dieses Niveau eingereiht werden können. Wir können sie als Teil eines alten Flussbettes der Saane ansehen, das sich zwischen Hundsrück und Gastlosen hinzog und über den Jaunpass in die Gegend von Boltigen gelangte, wo es sich mit dem Tal der Simme vereinigte. Da die Senke zwischen dem Hundsrück und dem Schwarzensee (im SE) ca. 100 m tiefer liegt als die Übergänge ins Abländschental, ist zu vermuten, dass ein zweiter, wenig jüngerer und noch demselben allgemeinen Niveau angehörender Saanelauf den weichen Sedimenten am Nordwestrand der Breccien-Decke folgte und an der Hornfluh vorbei in nordnordöstlicher Richtung durch die Senke von Schwarzensee-Neuenberg floss und sich zwischen dem Hundsrück und Weissenbach mit der Simme vereinigte.

Auch im Turbachtal finden sich Überreste von Talböden, die diesem Niveau angehören können, wobei sich vor allem Verbindungen von S nach N vermuten lassen. Der obere N-S-gerichtete Teil des Turbachtals selbst mit einer kleinen Terrasse in der Augstkummi lässt sich sowohl über Parwengen-Kessel (1790 m) als auch über die obere Zwitzeregg-Reulisen direkt nach N in die Terrasse von Gantlauenenalp verfolgen, eine Feststellung, die wohl auf einen alten, der Simme zufließenden Turbachlauf schliessen lässt. Westlich des Oberlaufs des Turbachs erkennen wir im Kessel von Berzgum die südliche Fortsetzung des Kaltenbrunnentales, wobei die Wasserscheide von Äusser Parwengen (1800—1840 m) annähernd mit der Höhe der Berzgum übereinstimmt. Noch deutlicher ist die südliche Fortsetzung des

Tiefenbaches im Tal des Turnelsbaches zu erkennen, mit seinem ausgesprochenen Talkessel auf 1890 m im oberen Turnels, während die heutige Wasserscheide im Hornkessel auf 1820 m liegt. Wir haben im tektonischen Teil gesehen, dass tektonische Störungen in Form von Flexuren eine N-S-gerichtete Talbildung in der Hornfluhfalte weitgehend begünstigten; ob sich ähnliche Störungen nach S in die Niesen-Decke fortsetzen, ist nicht erwiesen, doch ist der Verlauf dieser entsprechenden Täler recht auffällig und lässt auf ein S-N-laufendes Talsystem schliessen; das vor der subsequenten Eintiefung des unteren E-W-laufenden Turbaches in den weichen Flysch der «Fenêtre mitoyenne» geherrscht zu haben scheint.

Ein zweites Niveau liegt im Nordteil unseres Gebietes zwischen 1400 und 1500 m und steigt im S bis über 1600 m hinauf. Gegenüber dem ersten liegt es rund 200 m tiefer. Im Simmental erkennt man es linksufrig im Buchsbühl oberhalb Grodoey, in dem ca. 800 m langen, ebenen Rücken der Flühweid in der Falte I der Breccien-Decke und wahrscheinlich auch im Hohlas westlich Zweisimmen. Wohl am deutlichsten ist dieses Niveau auf der Flühweid, die einen harten Felsriegel durch das Simmental bildete und dann beim weiteren Einschneiden der Simme längs einer Hauptstörungszone, die wir früher (S. 45) erwähnten, zwischen Betehried und St. Stephan durchschnitten wurde.

Die Saane, die ihren Lauf weiter nach S in die weichen Flyschschiefer der Breccien-Falte I verlegte und der Kleinen Simme den späteren Weg vorzeichnete, hinterliess auf der Hornfluhseite nur wenig deutliche Terrassen im Stutz, in den Bränden, in der Wittern und im Saanenwald sowie in der grossen Vorsass am Wannenhörnli und auf der Schauenegg auf der Hugeligrat-Hundsrück-Seite.

Ob das Dach des Eggli südwestlich Gstaad in dieses oder in ein höheres Niveau gehört, ist schwer zu sagen; man könnte diesen Rücken als einen überhöhten Boden eines Zuflusses der Saane von der Gummfluh-Rübli-Gruppe her während dieses Stadiums ansehen.

Der Zusammenfluss von Saane und Simme lag in dieser Zeit vermutlich in der Gegend von Zweisimmen-Mannried.

Das tiefste Niveau, das die Saane in der Zeit ihres Zuflusses zur Simme erreicht hat, ist dasjenige der Saanenmöser, in dessen rückwärtiger Verlängerung McCONNELL (84) die Talböden der Stufentäler des Reuschbachs, des Tschärzisbachs und des Falbbachs (alles westliche Zuflüsse der Saane zwischen Gstaad und Gsteig) zu erkennen glaubt. P. BECK (5, S. 152) parallelisierte das Niveau der Saanenmöser mit seinem Burgfluhniveau, von dem er annimmt, dass es den Boden der Günz-Mindel-Vereisung in den Alpen darstellt. Derselbe Autor (6, S. 348) vertritt auch die Ansicht, dass der Simmegletscher während der Günzzeit die Saane aufstaute und sie zum Abfluss durch das Pays d'Enhaut zwang.

Im Turbachtal und im Tal der Kleinen Simme lassen sich die jüngsten Terrassen nachweisen; sie werden gebildet von dem mit mächtigen Moränen ausgekleideten Boden der Würmeiszeit, in den sich die renzenten Bäche einschneiden.

---

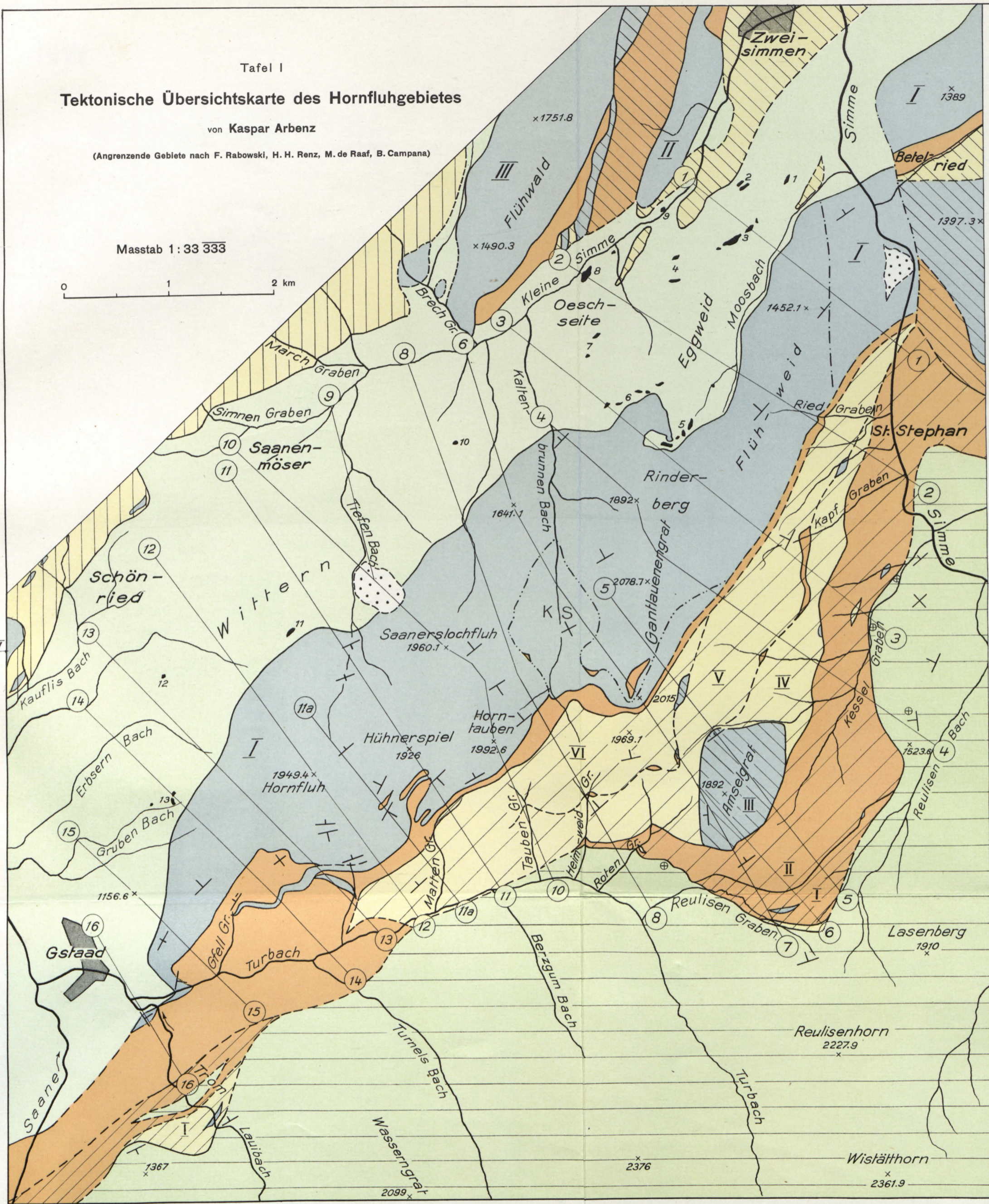
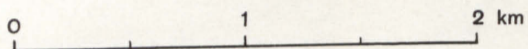
Tafel I

Tektonische Übersichtskarte des Hornfluhgebietes

von Kaspar Arbenz

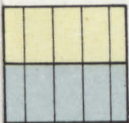
(Angrenzende Gebiete nach F. Rabowski, H. H. Renz, M. de Raaf, B. Campana)

Masstab 1 : 33 333



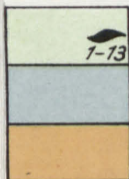
LEGENDE

Simmen-Decke



Flysch (Cénomanien)  
Jura - Untere Kreide

Breccien-Decke



Oberkreideflysch mit Ophiolithen (Nummern 1-13 entsprechend Text)  
Jura - Kreide  
Trias

Klippen-Decke



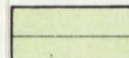
Flysch (Tertiär)  
Jura - Kreide  
Trias

Ultrahelvetische Schuppen



Flysch (Tertiär)  
Jura - Kreide  
Trias  
Unterste Schuppe Nr. I (Trias, Ob. Kreide, Flysch)

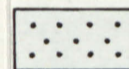
Niesen-Decke



Flysch



Eocäne Breccien im Dach der Niesen-Decke  
(tektonische Stellung fraglich)



Bergstürze

Fallzeichen



horizontale



vertikale



45° - 90°



0° - 45°

Schichtlage

Einfallen



I-III Tauchfalten der Breccien-Decke nach F. Jaccard (1904)



I-VI Schuppen südlich der Hornfluhfalten



KS Kaltenbrunn-Schuppe

----- Überschiebungsfläche Hornfluh-Schuppe / Kaltenbrunn-Schuppe

----- Begrenzung der Simmentalstörung im E und W

① - ⑦ Profilinien und Nummern

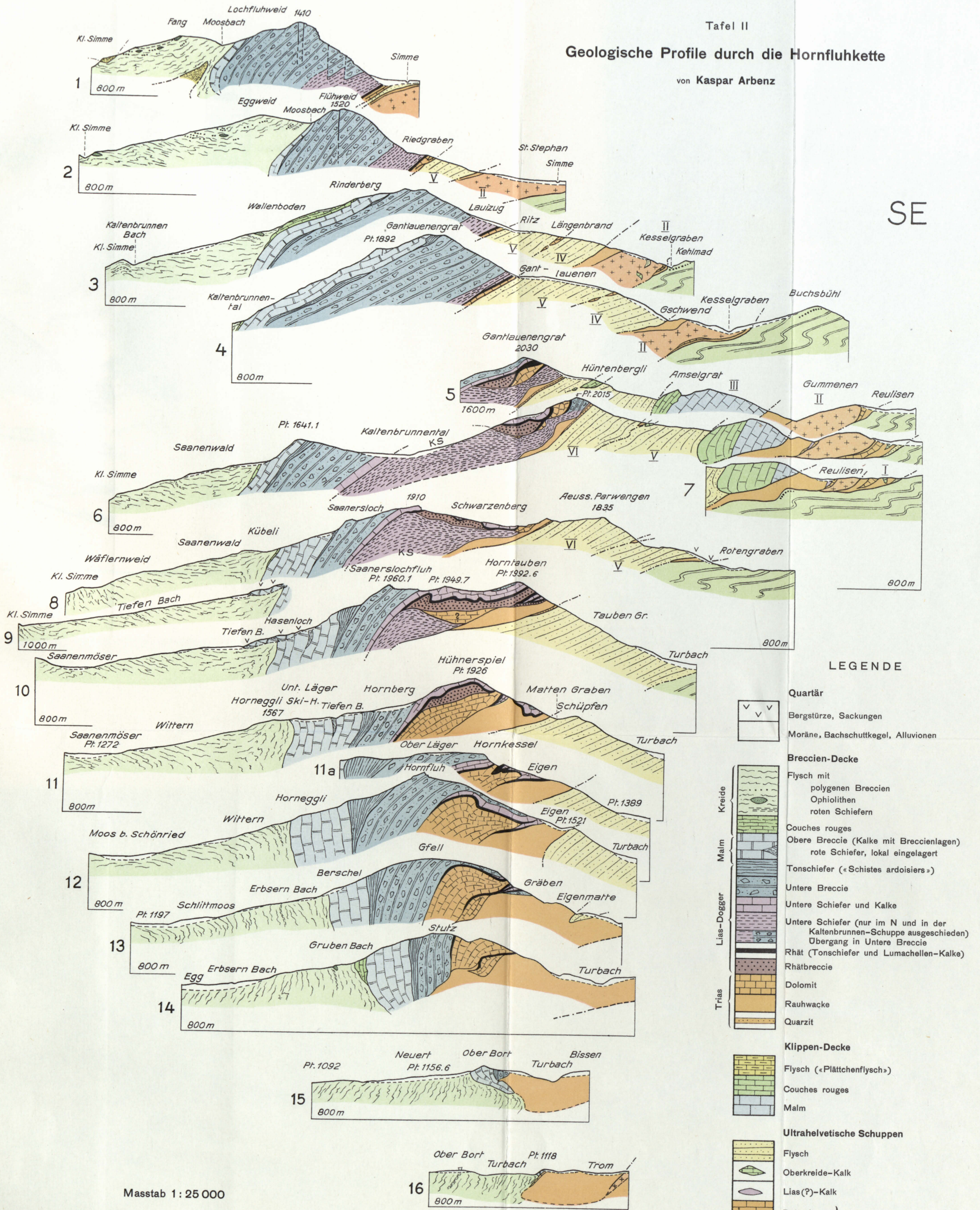
NW

Tafel II

# Geologische Profile durch die Hornfluhkette

von Kaspar Arbenz

SE



## LEGENDE

### Quartär

- Bergstürze, Sackungen
- Moräne, Bachschuttkegel, Alluvionen

### Breccien-Decke

- Flysch mit polygenen Breccien Ophiolithen roten Schiefern
- Couches rouges
- Obere Breccie (Kalke mit Breccienlagen) rote Schiefer, lokal eingelagert
- Tonschiefer («Schistes ardoisiers»)
- Untere Breccie
- Untere Schiefer und Kalke
- Untere Schiefer (nur im N und in der Kaltenbrunnen-Schuppe ausgeschieden) Übergang in Untere Breccie
- Rhät (Tonschiefer und Lumachellen-Kalke)
- Rhätbreccie
- Dolomit
- Rauhacke
- Quarzit

### Klippen-Decke

- Flysch («Plättchenflysch»)
- Couches rouges
- Malm

### Ultrahelvetische Schuppen

- Flysch
- Oberkreide-Kalk
- Lias(?) - Kalk
- Dolomit
- Rauhacke
- Gips

### Niesen-Decke

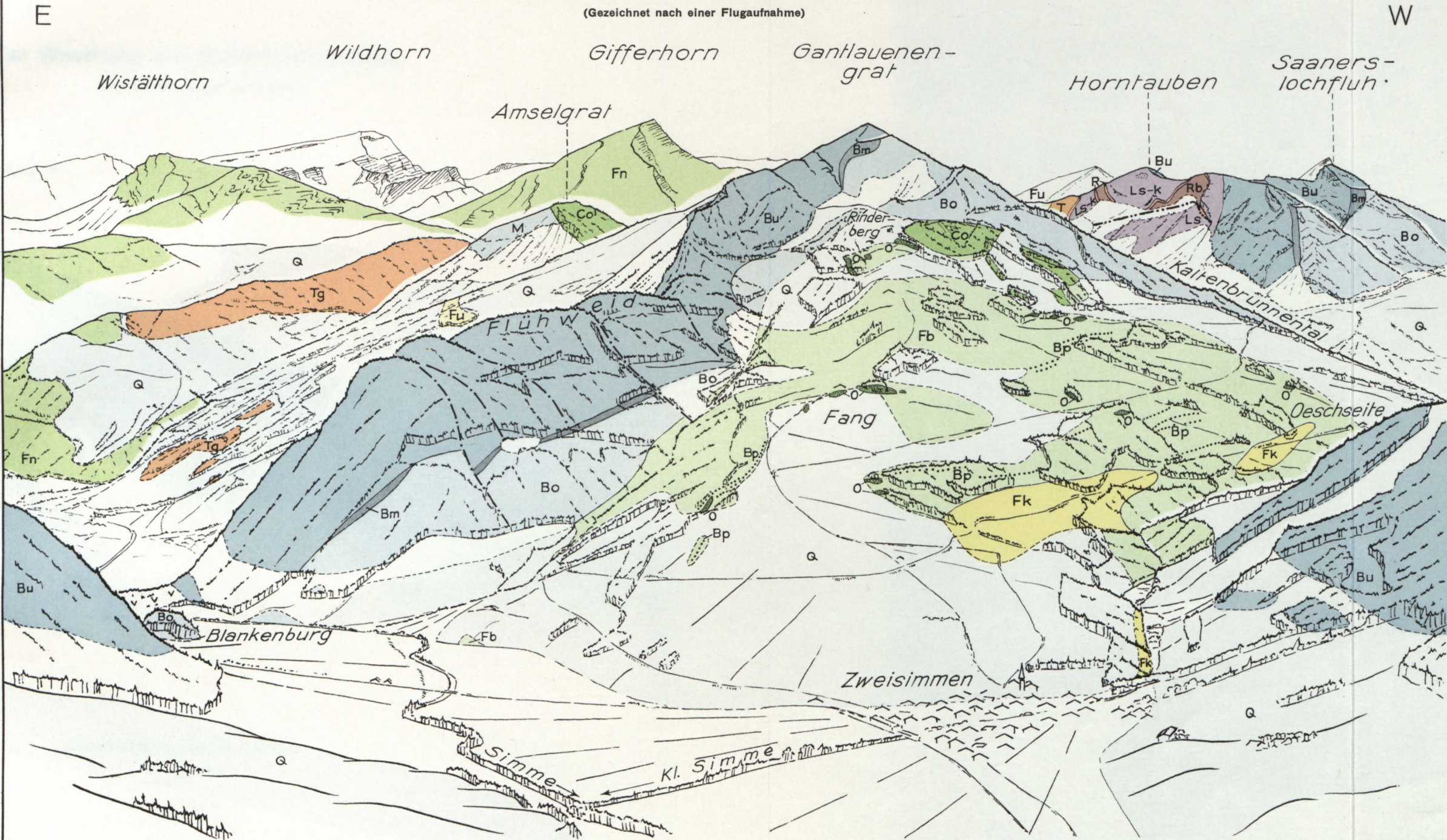
- Flysch
- Eocäne Discocyclinen-Breccie fraglicher tektonischer Stellung

--- Tektonische Grenzen, - - - - - vermutet  
I-VI Ultrahelvetische und prealpine Schuppen S der Hornfluh  
KS Kaltenbrunnen-Schuppe der Breccien-Decke

Tafel III Rinderberg und Gantlauenengrat von Norden

(Gezeichnet nach einer Flugaufnahme)

LEGENDE



Quartär	
	Gehängeschutt, Bachschuttkegel, Alluvionen
	Moräne

Breccien-Decke	
	Flysch mit Ophiolithen polygenen Breccien
	Couches rouges
	Obere Breccie
	Tonschiefer
	Untere Breccie
	Untere Schiefer und Kalke Untere Schiefer der Kaltenbrunn-Schuppe
	Rhät-Schiefer und -Kalke
	Rhätbreccie
	Trias

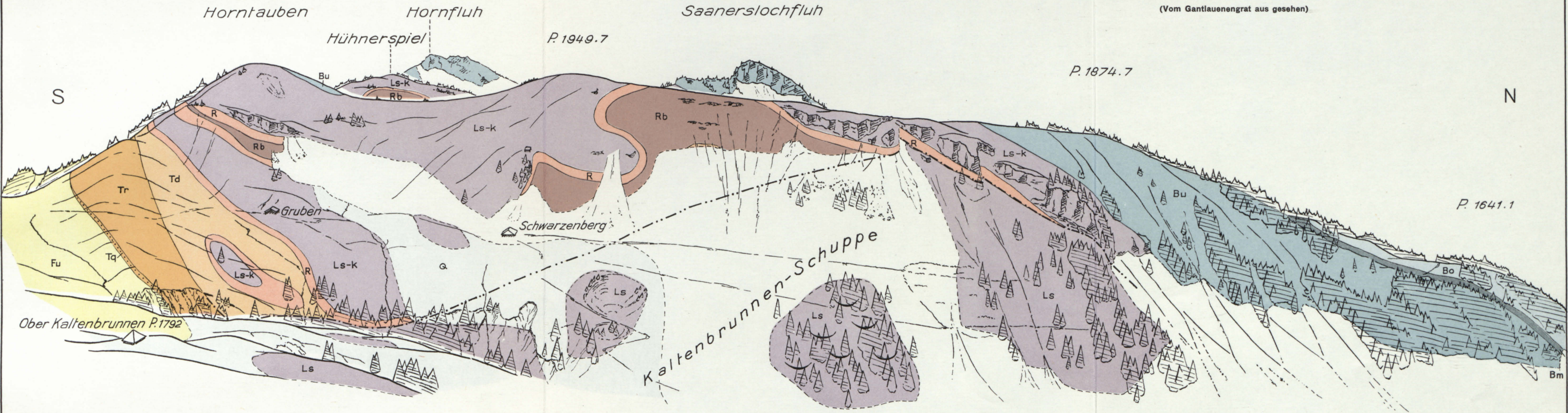
Klippen-Decke	
	Flysch («Plättchenflysch»)
	Couches rouges
	Malm

Ultrahelvetische Schuppen	
	Flysch
	Gips (Trias)

Niesen-Decke	
	Flysch

--- Querbrüche und Flexuren  
- - - - - Überschiebung

Tafel IV    Der Westhang des Kaltenbrunnentales  
(Vom Gantlauenengrat aus gesehen)



Quartär	
	Gehängeschutt
	Oberflächlich versacktes Gebiet
	Moräne

Bo	Obere Breccie
Bm	Tonschiefer
Bu	Untere Breccie

Ls-k	Untere Schiefer und Kalke
Ls	Untere Schiefer der Kaltenbrunnenschuppe
R	Rhät-Schiefer und -Kalke
Rb	Rhätbreccie

Td	Dolomit
Tr	Rauhacke
Tq	Quarzit
Trias	

Ultrahelvetische Schuppen	
Fu	Flysch

Überschiebung	
beobachtet	vermutet

